ALMA MATER STUDIORUM - UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI

Corso di laurea in Fisica dell'Atmosfera e Meteorologia

UTILIZZO DELLE MICROONDE AD ALTA FREQUENZA PER LA STIMA DELLA PRECIPITAZIONE

Tesi di laurea di: Mauro Bianconi

Relatore: Prof. Vincenzo Levizzani

Co-relatore: Dott. Sante Laviola

Sessione II Anno Accademico 2009-10

INDICE

1. lı	ntroduzione	1
2. 1	Canali dei Sensori Satellitari nelle Microonde Passive ad Alta Frequenza	3
2.1.	Metodi di retrieval della precipitazione nelle microonde	5
2.2.	l canali del sensore AMSU-B	6
2.3. 2.3 2.3	Sensibilità dei canali dell'AMSU-B a parametri superficiali e atmosferici 3.1. Distribuzioni delle funzioni peso delle frequenze dell'AMSU-B 3.2. La sensibilità dei canali dell'AMSU-B all'emissività superficiale	9 11 13
2.4.	L'equazione di trasferimento radiativo: descrizione e applicazioni alle frequenze dell'AMSU-B	18
2.5.	Analisi di risposta dei canali dell'AMSU-B in casi reali diversi	24
3. N	1etodo di Retrieval della precipitazione	28
3.1.	Il modello 183-WSL: panoramica	29
3.2.	Criteri di soglia per le classi di precipitazione	30
3.3.	L'algoritmo 183-WSL: descrizione del progetto	34
4. Ca	asi di studio	37
4.1.	Polvere Sahariana che causa pioggia rossa sulla Bulgaria	38
4.2.	Forti temporali sopra l'Italia: confronto tra 183-WSL e GPROF/AMSR-E	41
4.3.	Uragano Dean: confronto tra 183-WSL e GPROF/TMI	45
5. C	onclusioni	50
6. Bi	ibliografia	52
7. A	cronimi	56

1. INTRODUZIONE

L'acquisizione di dati da satellite da parte di sensori a multifrequenza, presenti sulle piattaforme satellitari in orbita attorno alla terra, ha recentemente assunto un ruolo sempre maggiore nello sviluppo di applicazioni in ambito meteorologico e climatico e in particolare nello studio delle proprietà fisiche delle nubi e delle idrometeore e per la stima della precipitazione al suolo. Al contrario dell'acquisizione condotta con strumenti come il radar meteorologico, i palloni sonda e i pluviometri, l'osservazione da satellite garantisce misurazioni continue di grandi porzioni del globo anche in zone proibitive come in aperto oceano o in cima a impervie montagne.

I sensori satellitari rilevano la radiazione elettromagnetica che viene riflessa, trasmessa o diffusa dalle particelle atmosferiche e dalla superficie terrestre; in genere operano su bande di radiazione nel visibile, nell'infrarosso o nelle microonde.

Le microonde possiedono una capacità di penetrazione maggiore rispetto alle radiazioni ottiche, il visibile e l'infrarosso, e possono quindi essere sfruttate per indagare le proprietà interne della nube, rilevando l'interazione delle idrometeore con il campo di radiazione.

Questo ha portato la ricerca a sviluppare sistemi di telerilevamento in grado di stimare la precipitazione al suolo. I metodi utilizzati per le stime di precipitazione da satellite nelle frequenze alle microonde sono di due tipi: metodi di scattering e metodi emissivi.

I metodi di scattering generalmente stimano l'intensità di precipitazione mediante un parametro, lo scattering index, che misura la differenza delle temperature di brillanza in alcuni canali "finestra" delle microonde: il segnale diffuso dai cristalli di ghiaccio al top della nube viene rilevato dal sensore che misura quindi un "raffreddamento" del segnale.

I metodi emissivi invece ricavano l'intensità di precipitazione al suolo dall'emissione termica delle gocce di pioggia in prossimità di bande di forte assorbimento.

Lo scopo di questo lavoro è la descrizione dell'algoritmo 183-WSL (Laviola-Levizzani, 2008, 2010) che, utilizzando i canali opachi del sensore Advanced Microwave Sounding Unit-B (AMSU-B), a bordo dei satelliti polari della National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), rappresenta un nuovo approccio per la stima delle intensità di precipitazione da satellite.

Nel capitolo 2 verranno descritte le caratteristiche dei canali dell'AMSU-B, la distribuzione delle funzioni peso e le diverse sensibilità di queste frequenze alla variazione

di parametri atmosferici e superficiali. Verranno inoltre mostrati degli esempi per verificare la risposta dei canali in diversi casi reali.

Nel capitolo 3 verrà invece introdotto il metodo 183-WSL: l'algoritmo 183-WSL è un metodo emissivo che per la stima dell'intensità di precipitazione sfrutta il segnale di assorbimento/emissione delle gocce precipitanti nelle frequenze di assorbimento del vapore acqueo attorno a 183.31 GHz. Prima di questo però una serie di soglie, basate sulle differenze del segnale nei due canali finestra a 89 e 150 GHz, permette di discriminare tra pixel precipitanti e non precipitanti, in questo modo eliminando falsi segnali di pioggia indotti dal forte assorbimento delle goccioline condensate in nube che si sviluppano durante la formazione di pioggia leggera, e di classificare la pioggia come convettiva o stratiforme.

Verranno anche descritte brevemente le soglie introdotte nel metodo 183-WSL per ridurre i falsi segnali di pioggia dovuti alla diffusione della neve al suolo che, soprattutto nel canale a 150 GHz, induce segnali simili allo scattering dei cristalli di ghiaccio al top della nube. Attraverso una combinazione delle soglie sarà possibile ottenere una maschera di copertura nevosa al suolo. Nel paragrafo successivo sarà invece descritto il funzionamento vero e proprio dell'algoritmo.

Nel capitolo 4 verranno discussi tre diversi casi di studio in modo da valutare le prestazioni dell'algoritmo in situazioni molto diverse tra loro e confrontarle con altri metodi che utilizzano lo scattering index o l'algoritmo GPROF (Kummerow et al. 1996, 2001).

Il capitolo 5 infine riguarderà le conclusioni: verrà fatta una breve sintesi dell'argomento e un bilancio dello stato di avanzamento della ricerca, soffermandoci sui punti di forza dell'algoritmo e sugli aspetti che invece vanno ancora migliorati.

2. I CANALI DEI SENSORI SATELLITARI NELLE MICROONDE PASSIVE AD ALTA FREQUENZA

Il telerilevamento (*remote sensing*) è un insieme di tecniche utilizzate per l'acquisizione a distanza di informazioni, qualitative e quantitative, ottenibili da emissioni o riflessioni elettromagnetiche di qualsiasi oggetto che si trova sulla superficie terrestre o in atmosfera. Il telerilevamento da sensori satellitari si è affermato come il metodo fondamentale per l'osservazione e il monitoraggio della Terra. Il suo sviluppo viaggia di pari passo con quello dei satelliti artificiali (satelliti per il telerilevamento), delle telecomunicazioni satellitari e della tecnologia dei sensori di rilevazione sia collocati a bordo di satelliti che su palloni sonda, aerei e veicoli in volo orbitale.

Il grande vantaggio offerto dal telerilevamento è che l'osservazione da piattaforma satellitare garantisce misurazioni quasi continue di regioni terrestri molto ampie, specialmente su aree inaccessibili ad altri tipi di misurazioni o che richiederebbero costi eccessivi, come ad esempio in aperto oceano o in zone impervie. La piattaforma satellitare generalmente trasporta una serie di numerosi strumenti in grado di coprire una vasta gamma di frequenze dello spettro elettromagnetico così da effettuare contemporaneamente misure di diversi parametri atmosferici e della superficie.

Misurazioni da sensori satellitari multifrequenza vengono in gran parte utilizzate per dedurre diverse variabili microfisiche delle nubi necessarie per valutare caratteristiche fondamentali come il tipo di nube, la quota della sommità (*top*) e della base (*bottom*), la fase dei sui costituenti e nel caso di nubi precipitanti, vengono ampiamente impiegate per la stima dell'intensità di precipitazione al suolo (Kummerow et al.,1996; Burns et al., 1997) e del contenuto colonnare di ghiaccio (Ice Water Path, IWP) (Weng and Grody, 2000).

Le tecniche di telerilevamento originariamente sono state pensate per operare nel visibile (VIS) e nell'infrarosso (IR) e solo più tardi, verso la fine degli anni '70, si sono ampliate alle frequenze delle microonde. Il grande sviluppo dei metodi di telerilevamento nelle microonde si è avuto però soprattutto negli ultimi 15 anni, col deciso miglioramento degli strumenti in orbita e della risoluzione al suolo, che è passata da qualche centinaia di km alle poche decine attuali. Man mano che la risoluzione degli strumenti in orbita migliorava

e il numero dei satelliti in orbita aumentava, le microonde venivano via via utilizzate sempre di più per stimare i profili atmosferici di temperatura e umidità e parametri microfisici di nube più complessi come fase e dimensione delle idrometeore e quantità di acqua liquida e di ghiaccio nel profilo verticale della nube.

Il recente largo utilizzo delle frequenze nelle microonde è giustificato dal considerevole miglioramento nella risoluzione spaziale dei sensori di ultima generazione, che ora va dai 5 ai 16 km, che rende possibile stimare importanti grandezze idro-meteorologiche anche a scala di bacino e assimilare i dati satellitari nei modelli numerici per la previsione meteorologica (NWP), migliorando così l'inizializzazione delle variabili fondamentali del modello e l'affidabilità della previsione (*forecast*).

Per nubi otticamente sottili, come i cirri o i basso-strati, le microonde non sempre possono risultare uno strumento efficace di indagine. La considerevole trasparenza alle lunghezze d'onda nelle microonde offerta dalle piccole particelle che costituiscono questo tipo di formazioni nuvolose, non consente di avere sufficienti informazioni da poter valutare le loro caratteristiche in termini di dimensione e fase degli elementi costitutivi. In tali casi sono estremamente utili le lunghezze d'onda concentrate negli spettri del visibile e dell'infrarosso. Frequenze nel visibile e nel vicino infrarosso sono state utilizzate, ad esempio, per calcolare il contenuto colonnare di ghiaccio in altostrati (Rossow and Schiffer, 1991) mentre per nubi più spesse, tipicamente associate a precipitazione, l'infrarosso termico, spesso combinato a canali con lunghezze d'onda più corte, permette di stimare l'intensità di precipitazione a partire dalla temperatura del top della nube (stima indiretta).

Un problema tipico associato ai metodi che utilizzano il visibile e l'infrarosso è però che nel caso di nubi spesse e fredde non riescono a distinguere tra nubi precipitanti e non; in genere questo porta a una sovrastima delle aree di precipitazione.

La radiazione elettromagnetica alle microonde invece, penetrando le nubi e interagendo direttamente con le gocce di pioggia, è decisamente più adatta a stimare l'intensità della precipitazione (Grody et al., 2000; Staelin and Chen, 2000; Bennartz et al., 2002; Ferraro, 2005). Per questo motivo, anche se originariamente i sensori con canali alle microonde erano progettati per misurare profili di temperatura e umidità atmosferici, nel corso degli ultimi anni c'è stato un forte sviluppo di metodi che utilizzano queste frequenze per stimare la precipitazione al suolo. Il generale scarso assorbimento della radiazione nelle microonde da parte di idrometeore non precipitanti rispetto a quello indotto dalle gocce di

pioggia, permette di identificare con elevata accuratezza le zone interessate da precipitazione.

Esistono anche tecniche blended, in cui l'utilizzo dei canali nelle microonde, spesso in combinazione con quelli all'infrarosso, permette di correggere molti falsi segnali di pioggia che spesso le tecniche nel visibile e nell'infrarosso generano.

2.1. Metodi di retrieval della precipitazione nelle microonde

Generalmente i metodi di retrieval della precipitazione che utilizzano le microonde seguono due diversi approcci: esistono metodi di scattering, che sfruttano la diffusione di grandi particelle ghiacciate nella parte più alta della nube e metodi emissivi, che derivano l'intensità di precipitazione al suolo dall'emissione termica delle idrometeore precipitanti misurando in prossimità di forti bande di assorbimento.

I metodi di scattering sfruttano il segnale di diffusione dovuto alle idrometeore ghiacciate nella parte più alta delle nubi; nei canali "finestra" dove l'assorbimento da parte dei costituenti atmosferici è ridotto, lo scattering domina l'estinzione, come ad esempio a 89 e soprattutto a 150 GHz. L'intensità di precipitazione viene in genere valutata attraverso un parametro, lo scattering index (SI), che misura la differenza di temperatura di brillanza misurata nei due canali "finestra" ed è strettamente legato alla probabilità che i cristalli di ghiaccio si sciolgano all'interno della nube e cadano sotto forma di pioggia.

Teoricamente questi metodi potrebbero essere usati su tutti i tipi di superficie con differenti valori di emissività superficiale, tuttavia, come verificato da Bennarz et al.(2002), uno dei problemi dei metodi di scattering è l'assorbimento da parte del vapore acqueo e dell'acqua liquida di nube nelle frequenze più alte. Questo si verifica soprattutto a 89 GHz, a causa della grande sensibilità di questa frequenza all'assorbimento da parte del vapore acqueo nei bassi strati dell'atmosfera piuttosto che allo scattering. Sopra una superficie fredda e stabile, come in aperto oceano, i parametri atmosferici contrastano con le condizioni superficiali, provocando in questo modo segnali di assorbimento paragonabili a quelli provocati dalla precipitazione (Muller et al., 1994; Laviola, 2006).

I metodi di emissione nelle microonde alle alte frequenze, essendo fisicamente connessi al volume delle gocce di pioggia, forniscono una misura più diretta dell'intensità di precipitazione effettiva rispetto al metodo di scattering.

Il legame fisico diretto tra l'emissione delle gocce di pioggia e le gocce stesse è la base dell'approccio emissivo e i risultati si vedono soprattutto in presenza di pioggia leggera, dove la piccola quantità o l'assenza di idrometeore ghiacciate rende inefficaci i metodi di scattering. Quando invece si ha convezione profonda con la crescita di particelle ghiacciate nella parte più alta della nube, l'effetto di diffusione dovuto a queste idrometeore tende a mascherare il segnale di emissione delle gocce di pioggia che stanno più sotto nella nube, perché la massa di ghiaccio sovrastante agisce come uno schermo per la radiazione emessa verso l'alto dalle gocce di pioggia (upwelling radiation). Infatti sappiamo che il processo di scattering è più forte dell'assorbimento nel processo di estinzione soprattutto per le alte frequenze, dal momento che l'estinzione dovuta a scattering cresce con la quarta potenza della lunghezza d'onda, mentre l'estinzione dovuta all'assorbimento è proporzionale alla lunghezza d'onda al quadrato.

L'algoritmo 183-WSL (Laviola et Levizzani, 2008; 2010) di cui ci occuperemo è un metodo emissivo concepito per il retrieval di deboli e forti intensità di precipitazione sia su superfici d'acqua che sul terreno. Gli esperimenti dimostrano che questa tecnica è molto sensibile alle nubi stratiformi e sfruttando l'assorbimento/emissione di piccole gocce di pioggia si riescono a stimare intensità di pioggia leggera. Nei casi di convezione profonda invece, dove lo scattering domina il processo di estinzione, le prestazioni del 183-WSL sono comparabili a quelle degli algoritmi basati sullo scattering; in questo caso la sua natura emissiva viene notevolmente attenuata e l'intensità di pioggia così che la soluzione diventa quindi più probabilistica.

Per stimare la precipitazione l'algoritmo 183-WSL utilizza i canali opachi del sensore Advanced Microwave Sounding Unit-B (AMSU-B), a bordo dei satelliti polari della serie NOAA (National Oceanic and Atmopsheric Administration) ed EPS (EUMETSAT Polar System). Nel prossimo paragrafo introdurremo brevemente le caratteristiche di questo strumento.

2.2. I canali del sensore AMSU-B

L'AMSU-B è un radiometro con cinque canali nelle microonde alle alte frequenze: due canali-finestra a 89 e 150 GHz e tre canali opachi attorno alla frequenza di assorbimento

del vapore acqueo a 183.31 GHz. Il sensore lavora in parallelo con un altro radiometro, l'AMSU-A, che ha invece 15 canali nelle microonde a frequenze tra i 23.8 GHz e gli 89 GHz, anche lui a bordo dei satelliti polari della NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) e dell'EPS (EUMETSAT Polar System), ad un'altitudine media di 850 km sopra la superficie terrestre. Entrambi i sensori AMSU utilizzano un meccanismo di scansione di tipo cross-track, responsabile del degradamento del campo di vista al suolo (IFOV, ovvero Instantaneous Field Of View) dal nadir all'estremo della traccia di scansione. Mentre la falciata dell'AMSU-B consiste di 90 misurazioni con angolo di step di 1.1, quella dell'AMSU-A consiste di 30 misurazioni spaziate di 3.3 l'una dall'altra. Di conseguenza la risoluzione dell'AMSU-B (16 km al nadir) è molto migliore di quella dell'AMSU-A (45 km al nadir). Un grande vantaggio per i metodi che utilizzano i dati dei sensori AMSU è che questi hanno un'ottima risoluzione temporale, dal momento che si trovano attualmente a bordo di 3 satelliti polari della NOAA (N-15, N-16 e N-17) distanziati approssimativamente di 4 ore.

L'AMSU-A e l'AMSU-B nascono rispettivamente per misurare il profilo di temperatura e di umidità dell'atmosfera ma ben presto ci si è accorti che le frequenze alle microonde in cui essi effettuano le misurazioni possono essere sfruttate anche per altri scopi, come vedremo fra poco.

Come accennato precedentemente, le frequenze utilizzate dall'algoritmo 183-WSL sono quelle dell'AMSU-B, ovvero le finestre a 89 e 150 GHz e i canali opachi di assorbimento del vapore acqueo a 184,186 e 190 GHz.

La tabella successiva mostra le frequenze esatte dei canali dell'AMSU-B che per comodità d'ora in poi numereremo da 1 a 5 invece che da 16 a 20, come invece sarebbe giusto fare visto che i canali dall'1 al 15 sono in realtà quelli dell'AMSU-A.

Numero di Canale	Frequenza (GHz)	
16	89,9 ± 0,9	
17	150 ± 0,9	
18	183,31 ± 1,00	
19	183,31 ± 3,00	
20	183,31 ± 7,00	



Come possiamo verificare osservando la figura 2.1, che mostra l'andamento della trasmittanza in funzione della frequenza nelle microonde, in atmosfera chiara, priva di nubi, l'estinzione delle microonde è dovuta principalmente all'assorbimento di tipo rotazionale dell'ossigeno a 60 e 118 GHz e all'assorbimento del vapore acqueo a 22.235 (debole), a 183.31 e 325 GHz.

Altri gas assorbenti, come l'ozono, influiscono debolmente sull'estinzione totale.

Nella figura si osserva infatti come le trasmittanze totale e del vapore acqueo in atmosfera chiara a 183.31 GHz (ossia nei canali 3, 4 e 5 dell'AMSU-B) siano nulle mentre a quella frequenza l'assorbimento dovuto all'ossigeno è molto piccolo. Contemporaneamente si può vedere come a 89 GHz, ossia nel canale 1 dell'AMSU-B, l'assorbimento da parte del vapor acqueo e dell'ossigeno sia piccolo; siamo infatti in un canale "finestra", in cui cioè, in assenza di nubi, il sensore è in grado di penetrare completamente l'atmosfera e rilevare la radiazione alle microonde proveniente dalla superficie terrestre. L'altro canale finestra a 150 GHz mostra in realtà un assorbimento del vapore acqueo maggiore, anche se comunque molto debole.



Figura 2.1. Trasmittanza atmosferica in funzione della frequenza nella regione delle microonde.

La presenza di gocce di pioggia nel cammino della radiazione nelle microonde modifica drasticamente lo spettro di assorbimento visto in figura 2.1. La perturbazione sul campo di radiazione indotta dalla precipitazione è molto più grande di quella dovuta all'assorbimento del vapore acqueo in assenza di nubi. Infatti studi di sensibilità (Sharkow, 2003) sull'attenuazione della radiazione nelle microonde dovuta a particelle atmosferiche disperse, come ad esempio aggregati di idrometeore precipitanti, dimostrano che con un'umidità relativa fissata al 95%, i picchi di assorbimento dell'ossigeno e del vapore acqueo vengono significativamente appiattiti quando cresce l'intensità di precipitazione. Mentre però, in caso di intensità di precipitazione di 10 mm/h, i picchi di assorbimento dell'ossigeno sono completamente appiattiti, le frequenze del vapore acqueo invece, ad eccezione della debole estinzione a 22.235 GHz, preservano la loro capacità di riconoscere regioni dominate dall'assorbimento di molecole di vapore acqueo da regioni in cui sono presenti gocce di pioggia.

2.3. Sensibilità dei canali dell'AMSU-B a parametri superficiali e atmosferici

Introduciamo ora un concetto fondamentale del trasferimento radiativo: la funzione peso. Essa viene introdotta nella soluzione dell'equazione di trasferimento radiativo (di Schwarzchild) ed esprime la derivata della trasmittanza τ da un punto qualunque m, lungo il percorso ottico, al punto M in cui è posto il sensore:

$W_{\nu}(m,M) = \delta \tau(m,M) / \delta m$

Essa in qualche modo modula l'emissione di ogni strato dell'atmosfera con la trasmittanza degli strati interposti tra lo strato stesso e il sensore, "pesando" quindi il contributo di ognuno alla misura (Rizzi, 2008).

Vediamo nella figura 2.2 due esempi di trasmittanza atmosferica con le relative funzioni peso. Come si può osservare dalla forma della funzione peso, in regioni di forte assorbimento da parte di qualche gas atmosferico la radianza che giunge al sensore ha origine principalmente dagli strati atmosferici più vicini al sensore stesso mentre, al contrario, in regioni in cui l'assorbimento è piccolo, la radianza ha origine dagli strati atmosferici più lontani da esso; nel caso di un sensore satellitare in una regione "finestra",

come i canali 1 e 2 dell'AMSU-B a 89 e 150 GHz per esempio, la radianza che raggiunge il sensore ha origine dal suolo stesso o dagli strati prossimi ad esso.



Figura 2.2: Trasmittanza e funzione peso per due diversi casi. [Immagine copyright ECMWF http://www.ecmwf.int/]

2.3.1. Distribuzione delle funzioni peso delle frequenze dell'AMSU-B

La prossima figura ci mostra la distribuzione delle funzioni peso dei 5 canali dell'AMSU-B in atmosfera chiara e in presenza di nubi.

Si può subito notare la conferma di quanto detto a proposito dei canali 1 e 2: infatti la funzione peso del canale 1 a 89 GHz ha un massimo vicino alla superficie terrestre mentre quella del canale 2 a 150 GHz ha un massimo a una quota maggiore, generalmente attorno a 1 km di quota, e questo è appunto causato dal maggior assorbimento del vapor acqueo a 150 GHz rispetto a quello molto piccolo a 89 GHz, come già evidenziato nella figura 2.1. In caso di nubi, a causa dell'assorbimento le funzioni peso dei canali a 89 e 150 GHz traslano verso l'alto (linee tratteggiate).



Figura 2.3. Distribuzione delle funzioni peso dei cinque canali del sensore AMSU-B secondo un modello di atmosfera standard. In figura a C1 corrisponde la frequenza di 89 GHz, a C2 quella di 150 GHz, a C3 184 GHz, C4 186 GHz e C5 190 GHz.

Un altro fattore molto importante da notare è che i canali 3,4 e 5 hanno i picchi massimi della funzione peso a quote molto diverse tra loro: 2-4 km per il canale 5 a 190 GHz, 4-6 km per il canale 4 a 186 GHz e 6-8 km per il canale 3 a 184 GHz.

Naturalmente queste considerazioni sono piuttosto generiche in quanto l'atmosfera è un sistema molto dinamico e quindi la distribuzione delle funzioni peso cambia drasticamente in funzione dei profili di temperatura e umidità.

In condizioni di umidità relativa piuttosto bassa lungo il profilo verticale, come quando si osserva una superficie ghiacciata, il vapore acqueo tende a concentrarsi nei primi strati di atmosfera in questo modo traslando verso il basso i picchi delle funzioni peso dei canali a 89, 150 e 190 GHz, consentendo in questo modo un sondaggio ancora più superficiale.

Soffermiamoci per un attimo sul canale 2 dell'AMSU-B a 150 GHz: abbiamo visto che questa frequenza viene assorbita, seppur debolmente, dal vapor acqueo atmosferico e che normalmente la funzione peso ha un picco massimo attorno a 1 km. Questa frequenza risulta molto sensibile alle variazioni del profilo di umidità atmosferica, specie dei bassi strati, e quindi siccome nel caso di superficie ghiacciata il vapore acqueo tende a concentrarsi negli strati a ridosso della superficie, la sua funzione peso traslerà verso il basso.

Al contrario la presenza di nubi spesse e/o precipitanti fa spostare il picco della funzione peso della 150 GHz verso l'alto: nel caso di nubi spesse non precipitanti, costituite soprattutto da gocce di notevoli dimensioni, la causa dell'estinzione è determinata soprattutto dall'assorbimento del volume delle particelle di nube che riemettono buona parte della radiazione incidente assorbita nella stessa direzione, mentre il contributo all'estinzione dovuto allo scattering è minore perché la quantità di idrometeore ghiacciate è scarsa. Ne consegue che la funzione peso "pesa" lo strato dove è presente l'assorbitore, cioè la nube, e non più solo quello che peserebbe se la nube non ci fosse e quindi il picco massimo della funzione peso trasla verso l'alto; nel caso di nubi spesse precipitanti invece, il regime di estinzione della radiazione a 150 GHz è sostanzialmente nel dominio dello scattering, seppur l'assorbimento contribuisca comunque in piccola parte. La presenza di nubi precipitanti e ancor di più quelle precipitanti con cristalli di ghiaccio al top "blocca" quasi del tutto la radiazione elettromagnetica a 150 GHz emessa dalle gocce di pioggia nella parte più sotto della nube e quello che il sensore riceve è la radiazione diffusa dalla particelle ghiacciate, ovvero "vede" il top della nube. In tali condizioni il "peso" degli strati atmosferici attorno al primo km di quota, dove generalmente in assenza di nubi si ha il picco massimo, si perde quasi del tutto.

2.3.2. La sensibilità dei canali dell'AMSU-B all'emissività superficiale

Dalle distribuzioni delle funzioni peso appena osservate si capisce il perché della scelta delle frequenze attorno a 183.31 GHz per la stima di precipitazione mediante l'algoritmo 183-WSL: le funzioni peso di tutti e tre i canali hanno i picchi massimi sopra i 2 km di quota così che queste frequenze risultano poco influenzate dalla variazione di emissività della superficie terrestre.

Per capire l'importanza di quanto appena affermato bisogna premettere che le misure da satellite nelle microonde sono estremamente sensibili ad una vasta gamma di proprietà della superficie terrestre e atmosferiche: il tipo di superficie, terreno o acqua; i diversi tipi di terreno; la variazione locale dei parametri atmosferici.

La superficie terrestre ha in genere un'emissività molto maggiore ($\epsilon \approx 0.80$ -1.00) di quella dell'oceano ($\epsilon \approx 0.40$ -0.60) e quindi appare come un oggetto "caldo" rispetto all'oceano che appare come un oggetto "freddo".

Tuttavia, mentre l'oceano ha un'emissività più o meno omogenea, l'emissività del terreno invece è variabile sia nello spazio e nel tempo, a causa delle diverse caratteristiche del suolo come ad esempio la rugosità, la vegetazione, la copertura nevosa e il contenuto di umidità. E' quindi molto complesso modellare le proprietà della superficie terrestre nelle microonde, di qualsiasi tipo di superficie si tratti, arida, coperta da fitta vegetazione o da neve, e di conseguenza è difficile estrarre il contributo della superficie e quello dell'atmosfera dalla radiazione uscente. English (1999) ha quantificato l'impatto del tipo di superficie diversa sul rilevamento della temperatura e dell'umidità, valutando gli errori di emissione nelle microonde con una tecnica matematica capace di estendere l'informazione di sondaggio a bassa quota su superfici solide. Altri autori hanno sviluppato un sistema di calcolo per migliorare la descrizione matematica dell'emissività della superficie per diversi tipi di terreno: suolo nudo (Shi et al. 2002), calotta di vegetazione (Ferrazoli et al. 2000) e terreno innevato (Fung 1994).

Il fatto che il mare aperto sia una superficie "fredda", cioè con emissività bassa ma sostanzialmente stabile e uniforme, permette invece di evidenziare in maniera migliore l'estinzione della radiazione da parte dei costituenti atmosferici, consentendo di discriminare bene i contributi dei vari elementi all'attenuazione delle radiazione totale.

I problemi dei metodi che stimano la precipitazione mediante lo scattering index è spesso dovuto proprio a queste ragioni: in genere si utilizzano le temperature di brillanza nei canali "finestra" a 89 e 150 GHz che però risentono della variabilità nel tempo e nello spazio dell'emissività superficiale del terreno.

Nel caso di atmosfera chiara, la sensibilità dei diversi canali dell'AMSU-B alla variazione di emissività superficiale è mostrata in figura 2.4. I risultati sono ottenuti aggiungendo/duplicando la corsa del modello di trasferimento radiativo (Evans et al. 1995a,b) con i profili alle medie latitudini e accoppiati all'approccio di Rosenkranz (1998, 2001) per il calcolo dell'assorbimento alle frequenze selezionate.

Come previsto dalla distribuzione delle funzioni peso, il segnale attorno alle frequenze a 150 e soprattutto a 89 GHz dipende fortemente dall'emissività della superficie: per bassi valori di ε , come ad esempio sopra l'oceano, si registra un forte calo di TB a 89 GHz e un moderato calo a 150 GHz mentre man mano che ε cresce e tende a 1 (terreno secco) le TB dei due canali finestra tendono a convergere e, a causa della forte emissività, ad aumentare notevolmente.

Di conseguenza la diminuzione di ε dai valori di terreno secco all'oceano porta invece ad aumentare l'influenza dell'umidità atmosferica sulle frequenze attorno a 89 e 150 GHz.



Figura 2.4. Effetti dell'emissività della superficie sulle frequenze AMSU-B (medie latitudini)

Un altro aspetto importante evidenziato dalla figura è l'indipendenza totale o quasi dei canali opachi dell'AMSU-B attorno a 183.31 GHz dalla variazione dell'emissività

superficiale, come previsto dal fatto che le funzioni peso hanno i picchi massimi sopra i 2 km.

Altri studi di sensibilità hanno dimostrato che man mano che ci spostiamo verso latitudini più elevate, dove l'atmosfera è otticamente più sottile, il contributo dell'emissività superficiale influenza sempre di più le alte frequenze dell'AMSU-B, soprattutto il canale a 190 GHz, dove anche le nubi ghiacciate più sottili riescono a modificare il segnale.

Nel caso di atmosfera con nubi precipitanti Bennarz e Bauer (2003) hanno condotto studi di sensibilità delle microonde da 85 a 183 GHz rispetto all'emissività superficiale e la presenza di particelle ghiacciate precipitanti, che confermano in buona sostanza quanto appena detto. Nei loro studi sono stati esaminati tre diversi casi con precipitazioni tipici delle alte latitudini, tuttavia le conclusioni sono abbastanza generali e possono essere applicate anche alle regioni tropicali.

Una serie di osservazioni radar tridimensionali sopra la regione baltica viene utilizzata come input per simulazioni di trasferimento radiativo: il primo caso è rappresentato da un sistema frontale con precipitazione associato a un minimo depressionario sulla Polonia; il secondo descrive un'avvezione di aria fredda artica con formazione di estese celle convettive associate ad acquazzoni con graupel e pioggia forte; il terzo caso rappresenta un'intensa tempesta con la formazione di un certo numero di celle convettive.

Dai risultati, riportati nel lato sinistro della figura 2.5, si evidenzia che il canale finestra a 85.5 GHz è quello maggiormente influenzato dalla variazione dell'emissività superficiale mentre il canale a 150 GHz viene influenzato moderatamente solo nel caso di atmosfera più trasparente, quello di avvezione fredda artica, dove 1'85.5 GHz mostra invece una dipendenza forte da ε . Più l'emissività cresce più le regioni prive di precipitazioni misurerebbero una TB più calda, come visto in figura 2.4, e di conseguenza lo scattering dovuto alla presenza di particelle precipitanti ghiacciate (graupel) provoca un calo molto forte di TB.

Più l'atmosfera diventa otticamente spessa invece, con l'aumento del vapore acqueo nel caso di convezione profonda o con un aumento combinato di CLW(acqua liquida di nube) e di vapore acqueo nel caso del sistema frontale, più il contributo della radiazione emessa dalla superficie diventa minore. Per il caso di convezione profonda solo il canale a 85.5 GHz mostra una dipendenza dall'emissività superficiale. Il canale a 150 GHz è quello che generalmente mostra il calo di TB più forte a causa della diffusione di particelle ghiacciate nella parte alta della nube.

I canali attorno alle frequenze opache dell'AMSU-B registrano invece riduzioni delle TB più deboli: questo è dovuto al processo di assorbimento/emissione del vapore acqueo che tende a mascherare l'effetto di scattering e a "riscaldare" la TB rilevata dai sensori.

A 183.31 ± 7 GHz il segnale di scattering osservato è infatti più piccolo di quello a 150 GHz di un fattore 2, mentre a 183.31 ± 3 un piccolo segnale di scattering è osservabile nel caso di atmosfera più secca, quella artica, e a 183.31 ± 1 i segnali di precipitazione non vengono registrati per niente. Il dato molto importante da mettere in risalto, che va a confermare quanto previsto dalla distribuzione delle funzioni peso, è che i canali opachi dell'AMSU-B sono indipendenti dalla variazione dell'emissività superficiale.



Figura 2.5. Il pannello di sinistra mostra il segnale di scattering simulato per tre diversi casi di precipitazione tipici delle alte latitudini, in funzione dell'emissività superficiale. Il pannello di destra mostra la sensibilità degli stessi canali rispetto a una variazione del 10% dell'emissività superficiale. Le simulazioni sono effettuate per le frequenze 85.5, 150, 183-7, 183-3, 183-1 GHz.

Ulteriori studi sono stati condotti da Laviola (2006) per osservare il comportamento dei canali opachi dell'AMSU-B in funzione della quota delle nubi precipitanti nella troposfera. Le simulazioni sono state eseguite usando profili di temperatura e umidità ottenuti da radiosonde in situazioni di possibili formazioni di nubi lungo la traiettoria dei palloni, utilizzando la soglia introdotta da Karstens et al. (1994). La struttura della nube viene costruita adottando la distribuzione dimensionale delle gocce di Marshall e Palmer (1948) e la teoria di Mie per risolvere le equazioni di diffusione. In accordo con la distribuzione delle funzioni peso, i cui picchi massimi si trovano tra 2 e 8 km, i risultati mostrano che soltanto le nubi precipitanti situate sopra i 2 km di altezza interagiscono con le tre frequenze opache attorno a 183.31 GHz del sensore AMSU-B e l'interazione sarà sempre più intensa man mano che lo spessore della nube aumenta.

La grande novità introdotta dall'algoritmo 183-WSL è quindi il fatto che per il retrieval della precipitazione utilizzi una combinazione lineare dei canali opachi attorno a 183.31 GHz, che non risentono dell'emissività superficiale e quindi dei problemi che riguardano i metodi con lo scattering index, come accennato nel paragrafo 2.1. Per questo motivo il 183-WSL nasce per essere utilizzato sia su una superficie marina che sul terreno.

Un altro vantaggio dell'algoritmo 183-WSL è che ogni canale attorno a 183.31 GHz ha un massimo della funzione peso a quote diverse e questo ci permette di avere una visione globale dello strato atmosferico dai 1 - 2 km circa fino alla tropopausa e di distinguere le varie regioni di precipitazione del sistema precipitante in esame.

Nel paragrafo 2.5 verranno illustrati degli esempi di risposta dei cinque canali del sensore AMSU-B in contesti meteorologici totalmente differenti, al fine di comprendere meglio il comportamento del sensore nelle frequenze alle microonde in casistiche di rilevamento particolarmente complesse.

Prima di questo, però, occorre fare una breve introduzione teorica riguardante il trasferimento radiativo. Lo scopo di questa parte non è quello di dare una descrizione scrupolosa del processo di interazione della radiazione con un mezzo materiale (per il quale sarebbe necessario molto più di un breve paragrafo), ma di fornire delle basi generali che ci permetteranno in seguito di concentrarci sugli scopi pratici di questo lavoro, ossia il collegamento diretto del trasferimento radiativo al caso particolare delle microonde.

2.4. L'equazione di trasferimento radiativo: descrizione e applicazioni alle frequenze dell'AMSU-B

Lo studio del trasferimento radiativo in atmosfera è molto complesso e le cause di tale complessità vanno ricercate soprattutto nel fatto che le interazioni tra la radiazione elettromagnetica e i gas atmosferici, le goccioline d'acqua e altro materiale particolato, sono in genere non lineari.

Il nostro caso di studio riguarda la radiazione elettromagnetica nelle microonde tra 89 e 190 GHz, che raggiunge il sensore AMSU-B in orbita sui satelliti polari della NOAA, la cui antenna è puntata verso la superficie terrestre.

Sappiamo che nelle microonde la legge di Planck è ben approssimata dalla legge di Rayleigh-Jeans e che nella regione di Rayleigh-Jeans la radianza è lineare con la temperatura T. Vedremo che l'utilizzo di questa approssimazione ci semplificherà notevolmente il problema, permettendo di calcolare direttamente il trasferimento radiativo in termini di temperatura di brillanza (TB).

Ricordiamo che la temperatura di brillanza (TB) è definita come la temperatura in gradi Kelvin che un corpo nero dovrebbe avere per irradiare una certa potenza alla lunghezza d'onda data. Gli algoritmi che stimano l'intensità di precipitazione prevedono quindi in input misure di temperature di brillanza in determinati intervalli spettrali e ricavano le intensità di precipitazione (rain rates) basandosi su modelli di interazione tra la precipitazione e la radiazione elettromagnetica in quegli intervalli spettrali.

L'equazione di trasferimento radiativo è una descrizione matematica della distribuzione spaziale dell'intensità di radiazione monocromatica I_v che, ad un certo istante t e alla frequenza v si propaga in un mezzo attraverso la sezione A nella direzione di osservazione Ω lungo il percorso s. L'intensità della radiazione varia mentre questa passa attraverso il mezzo. In particolare, l'energia del fascio in ingresso diminuirà a causa dell'assorbimento da parte della materia presente nel mezzo e della deviazione di una parte della radiazione dalla traiettoria originaria a causa della diffusione in tutte le direzioni (scattering). Allo stesso tempo, l'emissione di radiazione termica del volume del materiale aumenterà l'energia bilanciando così il flusso netto d'energia perso dal processo d'estinzione.

Verrà ora presentata una breve discussione fenomenologica sulle proprietà di interazione della radiazione con il mezzo materiale, ottenuta facendo riferimento alla formulazione del trasferimento radiativo discussa da Sharkov (2003), che ci permetterà di concentrarsi sugli scopi pratici di questo lavoro di tesi. In particolare sarà utile per collegarci alla regione

delle MW e per quantificare l'estinzione dell'emissione terrestre da parte dei mezzi dispersivi naturali quali le nubi e le precipitazioni osservate dal satellite, in termini di temperatura di brillanza (Laviola and Levizzani, 2010). Tutto questo ci porterà verso la descrizione del metodo per la stima dell'intensità di precipitazione al suolo, che verrà descritto nei dettagli nel prossimo capitolo.

Se consideriamo un volume elementare dAds dalla forma cilindrica, con l'asse principale coincidente col percorso della radiazione s (Fig. 2.6), la variazione di intensità del flusso quando la radiazione incidente attraversa il percorso elementare ds è rappresentata dalla quantità:

$$dI_{\nu}(s,\Omega)dAd\Omega d\nu dt \tag{2.4.1}$$

Dove dA, d Ω , dv e dt corrispondono rispettivamente alla superficie elementare attraversata, l'angolo solido della direzione di propagazione dell'energia, la banda di frequenza in prossimità di v e l'unità di tempo.



Figura 2.6. Rappresentazione della semplice geometria cilindrica utilizzata per descrivere la trasformazione dell'energia totale dall'intensità iniziale I_v a quella finale I_v+dI_v .

Indichiamo con W_{ν} l'incremento della radiazione I_{ν} che attraversa il volume sopra considerato. La quantità

$$W_v dA ds d\Omega dv dt$$
 (2.4.2)

Rappresenta l'incremento di energia del fascio incidente nel volumetto cilindrico elementare dAds rispetto alla direzione Ω , all'intervallo di tempo dt e alla banda di frequenza dv.

Dalla combinazione della (2.4.1) con la (2.4.2) la quantità W_v si può esprimere in termini di derivata dell'intensità di energia in ingresso rispetto all'unità di percorso:

$$\frac{dI_{\nu}(s,\Omega)}{ds} = W_{\nu}$$
(2.4.3)

Prendendo in considerazione un mezzo assorbente, emittente e diffusivo la quantità W_v può essere scritta nella formulazione esplicita dei meccanismi di interazione come segue:

$$W_{V} = W_{E} - W_{A} + W_{IS} - W_{AS}$$
(2.4.4)

Questa relazione rappresenta l'equazione di bilancio tra l'incremento (termini positivi) e il decremento (termini negativi) di energia durante l'interazione con la materia. In particolare, il primo termine a destra rappresenta l'incremento di energia di radiazione per unità di tempo, volume, angolo solido e frequenza a causa dell'emissione di radiazioni, se rispettato l'equilibrio termodinamico locale (LTE) e quindi se stabilito il dominio della legge di Kirchhoff; questo si metterà in relazione alla funzione di Planck e all'assorbimento spettrale attraverso la seguente relazione:

$$W_{E} = \gamma_{\nu}(r)I_{\nu B}[\nu, T(r)] = \gamma_{\nu}(r) \left[\frac{2h\nu^{3}n^{2}}{c_{0}^{2}} \frac{1}{[\exp(h\nu/kT) - 1]} \right]$$
(2.4.5)

dove $\gamma_v(r)$ caratterizza il coefficiente di assorbimento spettrale della materia per unità di percorso di propagazione della radiazione, mentre il termine tra parentesi quadra a destra descrive la funzione di Planck in termini di frequenza per una sostanza trasparente con indice di rifrazione n e temperatura T. Di solito viene fatta una considerevole approssimazione per rappresentare linearmente la distribuzione di Planck, assunta valida per le applicazioni pratiche del telerilevamento a lunghezze d'onda maggiori (frequenze minori), come ad esempio in regime a radiofrequenza. Ricavata da Rayleigh-Jeans, questa riformulazione della legge di Planck può essere raggiunta nel caso in cui hv/kT<<1.

Dopo aver sviluppato in serie di Taylor il termine esponenziale dell'equazione del corpo nero, la legge di radiazione di Rayleigh-Jeans può essere ottenuta riscrivendo la (2.4.5) come:

$$I_{\nu}(\nu,T) = \frac{2\nu^{3}h}{c_{0}^{2}} \frac{1}{\left[\left(1 + \frac{h\nu}{kT} + ...\right) - 1\right]} \approx \frac{2\nu^{2}n}{c_{0}^{2}}kT$$
(2.4.6)

Questa nuova formulazione della legge di Planck permette di calcolare direttamente il trasferimento radiativo in termini di temperatura di brillanza (brightness temperature, TB) collegando il primo termine a sinistra alle proprietà del mezzo e alla sua temperatura fisica a destra. Il secondo termine della (2.4.4) corrisponde all'energia persa a causa dell'assorbimento di radiazioni dal mezzo che, per un elemento di volume in LTE e nell'unità di tempo, angolo solido e frequenza, può essere scritta come:

$$W_A = \gamma_v(s) I_v[s,\Omega] \tag{2.4.7}$$

Il terzo e quarto termine descrivono il bilancio di energia di radiazione diffusa in tutte le direzione dai meccanismi di diffusione. In particolare, la quantità W_{IS} tiene conto della radiazione diffusa dal mezzo nella direzione dell'osservatore (positiva) che, per un mezzo isotropo e a diffusione puramente coerente, può essere espresso come:

$$W_{IS} = \frac{1}{4\pi} \sigma_{\nu}(s) \iint_{4\pi} I_{\nu}(s, \Omega') p_{\nu}(\Omega') d\Omega'$$
(2.4.8)

mentre la quantità W_{AS} è connessa alla radiazione persa a causa dei fasci di energia deviati in tutte le direzioni, oltre a quella principale Ω . Possiamo descriverla in funzione dell'unità di tempo, volume, angolo solido e frequenza attraverso la seguente equazione:

$$W_{AS} = \sigma_{\nu}(s)I_{\nu}[s,\Omega]$$
(2.4.9)

dove le quantità $\sigma_v(s)$ e $p_v(\Omega')$ rappresentano il coefficiente di diffusione spettrale e la funzione di fase spettrale normalizzata all'unità.

Sostituendo le relazioni esplicite nella formulazione compatta (2.4.4) otteniamo la seguente equazione (2.4.10):

$$\frac{dI_{\nu}(s,\Omega)}{ds} + \left[\gamma_{\nu}(s) + \sigma_{\nu}(s)\right]I_{\nu}(s,\Omega) = \gamma_{\nu}(s)I_{\nu\mathcal{B}}[T(s)] + \frac{1}{4\pi}\sigma_{\nu}(s)\iint_{\Omega'=4\pi}I_{\nu}(s,\Omega')p_{\nu}(\Omega')d\Omega'$$

che, in forma più compatta, può essere scritta come:

$$\frac{1}{\beta_{\nu}(s)}\frac{dI_{\nu}(s,\Omega)}{ds} + I_{\nu}(s,\Omega) = S_{\nu}(s)$$
(2.4.11)

dove

$$S_{\nu}(s) = (1 - \omega_{\nu})I_{\nu B}[T(s)] + \frac{1}{4\pi}\sigma_{\nu}(s) \iint_{\Omega'=4\pi} I_{\nu}(s, \Omega')p_{\nu}(\Omega')d\Omega'$$
(2.4.12)

$$\beta_{\nu}(s) = \gamma_{\nu}(s) + \sigma_{\nu}(s) \tag{2.4.13}$$

$$\omega_{\nu} = \frac{\sigma_{\nu}(s)}{\gamma_{\nu}(s) + \sigma_{\nu}(s)}$$
(2.4.14)

In queste relazioni $S_v(s)$ è chiamata funzione sorgente, $\beta_v(s)$ il coefficiente di estinzione spettrale e $\omega_v(s)$ l'albedo spettrale.

Nella parte seguente saranno proposti due esempi utili a chiarire meglio i concetti teorici appena espressi. In particolare, l'equazione completa (2.4.10) verrà semplificata per i casi particolari di mezzo puramente diffusivo e di mezzo solamente assorbente ed emissivo, e ciascuno di essi verrà descritto con l'aiuto di immagini satellitari reali. Tuttavia, è essenziale chiarire che i casi a cui si riferiscono le immagini dal satellite nell'esempio si avvicinano abbastanza ai casi ideali della descrizione teorica dei processi di estinzione atmosferica, e rappresentano semplicemente un'approssimazione della teoria. Molti aspetti previsti dalla teoria sono trascurati appositamente per semplificare il trattamento e per concentrare gli interessi all'aspetto principale del problema. Se osserviamo un ipotetico mezzo puramente diffusivo, cioè il caso in cui la radiazione termica non viene ne assorbita ne emessa come nel caso del top ghiacciato di nubi piovose fredde, l'equazione (2.4.14) si semplificherà alla forma banale $\omega_v(s) = 1$.

Con questa semplificazione, il termine relativo all'emissione di Planck nell'equazione (2.4.12) scompare completamente e il coefficiente di estinzione totale (2.4.13) diviene $\beta_v(s) = \sigma_v(s)$.

L'equazione (2.4.11) può essere riscritta come:

$$\frac{1}{\sigma_{\nu}(s)}\frac{dI_{\nu}(s,\Omega)}{ds} + I_{\nu}(s,\Omega) = \frac{1}{4\pi}\sigma_{\nu}(s) \iint_{\Omega'=4\pi} T_{\nu}(s,\Omega')p_{\nu}(\Omega')d\Omega'$$
(2.4.11-a)

Si tratta di un'equazione integro-differenziale la cui soluzione analitica non esiste. Diversi metodi spesso basati su formulazioni approssimate della (2.4.11) si possono trovare in letteratura.

D'altronde, i mezzi assorbenti ed emissivi differiscono da quelli puramente diffusivi perché essi assorbono la radiazione esterna e la ri-emettono nella stessa direzione senza estinzione da diffusione dei componenti della sostanza. Le piccole goccioline di nube, vapore acqueo e nubi precipitanti con alcuni cristalli di ghiaccio al top o totalmente prive di essi (pioggia calda) possono essere considerati virtualmente come mezzi assorbenti/emittenti. Per questi mezzi, dove $\omega_v(s) = 0$, l'equazione (2.4.11) assume la forma:

$$\frac{1}{\beta_{\nu}(s)} \frac{dI_{\nu}(s,\Omega)}{ds} + I_{\nu}(s,\Omega) = I_{\nu\mathcal{B}}[T(s)]$$
(2.4.11-b1)

che, risolta in termini di intensità di energia radiativa, diventa:

$$I_{\nu}(s,\Omega) = I_{0} \exp(-\beta s) + \int_{0}^{s} I_{\nu B}[T(s)] \exp(-\beta s') ds'$$
(2.4.11-b2)

dove il primo termine rappresenta la quantità di assorbimento di radiazioni esterne da parte del mezzo, descritta dall'intensità di radiazione limite I_0 e da una legge esponenziale decrescente della radiazione in ingresso al mezzo; il termine integrale esprime la variazione di radiazione emessa dalla superficie alla temperatura T lungo il percorso s.

2.5. Analisi di risposta dei canali dell'AMSU-B in casi reali diversi

Vediamo ora di verificare quanto detto sopra riguardo ai canali dell'AMSU-B mediante l'analisi di tre diversi casi reali. Prima di questo però ci conviene fare una distinzione tra sistemi privi o quasi di idrometeore ghiacciate che chiameremo "sistemi caldi", e sistemi che contengono grandi quantità di particelle ghiacciate e chiameremo "sistemi freddi"; l'obbiettivo è vedere il diverso comportamento mostrato dalle idrometeore che li accompagnano a seconda che i sistemi si estendano sopra il terreno o sopra il mare.

Nel caso dei "sistemi caldi", tipici delle piogge tropicali o di alcuni casi stratiformi dove si ha assenza totale o quasi di idrometeore ghiacciate, la precipitazione liquida si comporta come un emettitore non polarizzato: al di sopra di superfici fredde e polarizzate, come ad esempio la superficie degli oceani, tende a depolarizzarla ed aumentare la temperatura di brillanza osservata dal sensore. Questo effetto si nota soprattutto a basse frequenze (AMSU-A 23.8 e 31.4 GHz) e viene utilizzato solamente sopra le superfici d'acqua come gli oceani perché le terre emerse mostrano una emissività elevata ed altamente variabile (Grody 1991, Adler et al. 1993, Weng et al. 2001, Ferraro et al. 1998, Ferraro et al. 2000). Fortunatamente vedremo che questo problema non affligge la stima di precipitazione dell'algoritmo 183-WSL, perché come abbiamo visto le funzioni peso dei canali attorno a

183 GHz hanno i picchi massimi sopra i 2 km e quindi non risentono dell'emissività superficiale e di conseguenza possono essere utilizzati sia sopra il terreno che sopra superfici d'acqua.

Per mostrare questo aspetto vediamo in figura 2.7 l'immagine a 89 GHz di un fronte che attraversa l'Europa. In caso di cielo limpido il canale "finestra" vedrebbe la radiazione emessa dalla superficie e quindi gli oceani risulterebbero più freddi rispetto al terreno a causa della minore emissività dell'acqua ($\epsilon \approx 0.40$) contro la maggiore emissività del terreno ($\epsilon \approx 0.80$ -1.00). Notiamo invece che in corrispondenza del fronte la temperatura di brillanza rilevata dal sensore sopra l'oceano è notevolmente aumentata rispetto alla regione sul mare priva di nubi.



Figura 2.7. Segnale a 89 GHz di un fronte sull'Europa. Si noti l'aumento di temperatura di brillanza su mare in corrispondenza della nube.

Nel caso di "sistemi freddi" invece, tipicamente convettivi o misti alle medie-alte latitudini, la presenza di idrometeore ghiacciate di grandi dimensioni provoca una forte diminuzione della temperatura di brillanza rilevata dal sensore (Grody, 1991; Adler et al.,1993). Infatti alle alte frequenze queste grosse idrometeore ghiacciate diffondono all'indietro verso il sensore la radiazione a bassa temperatura sopra la nube.

Osserviamo ad esempio in figura 2.8 un sistema convettivo alla mesoscala sull'italia meridionale: vediamo come la massa delle particelle di ghiaccio attenui la temperatura di brillanza misurata dal sensore a tutte le frequenze, sia nelle finestre 89 e 150 GHz che nelle frequenze di assorbimento del vapore acqueo a 184, 186 e 190 GHz evidenziando un sistema ben sviluppato verticalmente fino alla tropopausa.

Ricordiamo che i canali finestra "vedono" la radianza emessa dalla superficie nel caso di atmosfera chiara, ma in presenza di nubi con convezione profonda e precipitazione ghiacciata si ha forte diffusione da parte delle idrometeore ghiacciate e quindi un forte calo delle temperature di brillanza misurata dal sensore: in questo caso i canali a 89 e 150 GHz "vedono" il top della nube.

Il calo di TB risulta però essere maggiore a 150 (calo di oltre i 100 K) che a 89 GHz perché l'effetto dello scattering diventa dominante nell'estinzione via via che la frequenza cresce da 50 a 300 GHz. La diminuzione di TB a 150 GHz è maggiore anche rispetto al canale a 190 GHz dove il processo di assorbimento/emissione da un contributo rilevabile all'estinzione diminuendo il segnale di scattering e "riscaldando" così la temperatura di brillanza osservata.

Altro aspetto da notare è la temperatura di brillanza osservata sopra il mare: a 89 GHz la funzione peso ha un picco massimo vicino alle superficie che avendo una bassa emissività risulta "fredda"; come già detto la funzione peso della 150 GHz invece ha un picco sopra la superficie, generalmente attorno al km, e quindi non risente dell'emissività dell'acqua e registra quindi una TB maggiore.



Figura 2.8. Sistema convettivo alla mesoscala sul sud Italia, 22 ottobre 2005, come osservato dal NOAA-15/ AMSU-B a 89, 150, 184 (prima riga), 186 e 190 GHz (seconda riga).

Infine per confrontare la risposta dei diversi canali opachi dell'AMSU-B, cioè i canali a 183.31±1 GHz, 183.31±3 GHz e 183.31±7 GHz, vediamo in figura 2.9 un ultimo esempio che mostra un sistema convettivo, posizionato sempre sull'Italia meridionale.

Un'intensa ciclogenesi con minimo localizzato sul mar Tirreno induce lo sviluppo di forti celle convettive sull'Italia meridionale dove viene misurata pioggia intensa e persistente.

Tramite i canali dell'AMSU-B a bordo della NOAA riusciamo a farci un'idea della struttura del sistema e del suo sviluppo verticale.

Si osserva così che alla frequenza centrale di 184 GHz (fig. 2.9a), i cui picchi della funzione peso si trovano a circa 8 km, si possono osservare soltanto i segnali di diffusione da idrometeore ghiacciate al top delle nubi più profonde. Misure sull'impatto dei cristalli di ghiaccio che diffondono la radiazione, mostrano una depressione della temperatura di brillanza di circa 30 K rispetto al valore nominale che si registra in assenza di precipitazione.

A 186 (fig 2.9b) e 190 GHz (fig 2.9c), le cui funzioni peso hanno i massimi a 4-6 km e 2-4 rispettivamente, le temperature di brillanza delineano in modo più dettagliato le regioni di precipitazione nelle quali vi è la crescita di cristalli di ghiaccio al top della nube. Da notare che sono visibili anche le regioni dove è presente assorbimento da parte del vapore acqueo nei medi-bassi strati (frecce blu in figura 2.9b) e regioni di assorbimento da parte delle goccioline di nube che circondano le aree precipitanti.



Figura 2.9. 26 settembre 2006, ore 0300 UTC. Risposta dei canali opachi del NOAA/AMSU-B (TB in K) durante un MCS. a) TB nella banda centrale di 183.31 GHz, che mostra solo le parti più fredde al top (frecce nere); le TB in b) 186 GHz e c) 190 GHz delineano in maniera più dettagliata le regioni di precipitazione, con la presenza di particelle ghiacciate in crescita al top delle nubi.

3. METODO DI RETRIEVAL DELLA PRECIPITAZIONE

3.1. Il modello 183-WSL: panoramica

Il modello 183-WSL rappresenta un nuovo approccio allo studio della precipitazione da satellite perché utilizza le frequenze di assorbimento del vapore acqueo attorno a 183.31 GHz nelle microonde passive (PMW).

Nella misura dell'estinzione della radiazione elettromagnetica generalmente l'assorbimento domina sullo scattering per frequenze inferiori ai 50 GHz mentre, man mano che la frequenza cresce fino ai 300 GHz, l'effetto dello scattering aumenta diventando via via dominante e solo in regione di forte assorbimento, come in prossimità di 183 GHz, l'assorbimento stesso continua ad essere importante.

Come già anticipato l'algoritmo 183-WSL, sfruttando l'assorbimento/emissione del vapore acqueo a 183 GHz, è un metodo emissivo, in contrasto coi metodi di scattering che misurano l'estinzione solamente attraverso la diffusione della radiazione dovuta a particelle grandi o ghiacciate nella parte più alta della nube.

Un gran numero di sistemi precipitanti che si formano negli strati più bassi dell'atmosfera alle medie latitudini sono in genere costituiti da gocce accresciute per collisionecoalescenza in nubi in cui la temperatura non è sufficientemente bassa da permettere alle idrometeore di congelare. Questo implica che il profilo verticale della pioggia ha quindi uno spessore di pochi km e le precipitazioni presumibilmente sono tipicamente leggere e talvolta persistenti.

I forti updraft tipici della stagione calda sono invece capaci di trasportare le idrometeore fino alla tropopausa facendole ghiacciare e creando colonne di convezione profonda che convogliano al suolo buona parte dell'acqua in nube con acquazzoni anche di forte intensità.

Questi due tipi di sistemi precipitanti, osservati nelle microonde, danno segnali molto differenti tra loro: nel primo caso le nubi basse assorbono la radiazione terrestre mostrando, in funzione della frequenza di osservazione e del valore di emissività superficiale, un'area con temperature di brillanza che non si discostano molto dal valore nominale della frequenza considerata; nel secondo caso invece, i sistemi convettivi

riducono fortemente il segnale misurato dal sensore a causa dell'intensa diffusione della radiazione elettromagnetica indotta dai cristalli di ghiaccio in accrescimento.

Un esempio di quanto detto è visibile nella figure 3.1, dove sono mostrate le temperature di brillanza rilevate dal canale 5 a 183.31±7 GHz dell'AMSU-B in due casi distinti: nel primo è mostrato un sistema stratiforme sulla Francia, dove le nubi precipitanti con bassa intensità di precipitazione sono evidenziate dall'ovale blu. In questo caso vista la scarsità di idrometeore ghiacciate a prevalere è l'assorbimento da parte delle gocce di pioggia: le TB rilevate sono dell'ordine di 240-250 K e la diminuzione di TB risulta moderata.

Ben diversa la situazione presentata nella figura 3.2 dove si ha un profondo sistema convettivo sulle coste del Nord Africa, formato da due nuclei convettivi che attenuano notevolmente la TB registrata dal sensore che rileva temperature dell'ordine dei 200 K. Questo calo notevole è dovuto alla diffusione della radiazione da parte delle idrometeore ghiacciate nel top delle nubi temporalesche.



Figura 3.1. 11 Giugno 2007, 0957 UTC (alto) e 12 Giugno 2007, 1457 UTC (basso).

L'algoritmo 183-WSL stima l'intensità di precipitazione da misure di temperature di brillanza nei canali dell'AMSU-B attorno alle frequenze di assorbimento del vapore acqueo. Questi canali a 184, 186 e 190 GHz, anche se originariamente pensati per stimare il profilo di umidità dell'atmosfera, hanno mostrato notevoli capacità nel discriminare il

segnale di assorbimento proveniente da particelle di vapore acqueo da quello indotto da regioni con nuclei precipitanti.

Un primo problema nasce dal fatto che l'analisi di vari casi di studio ha mostrato che durante il processo di formazione della precipitazione, soprattutto di quella stratiforme, le grosse quantità di vapore acqueo circostante le nubi precipitanti formano nubi di goccioline verso le quali le frequenze attorno i 183 GHz sono molto sensibili e quindi il loro assorbimento provoca "falsi segnali" di pioggia. Il modello 183.31-WSL, per ovviare a questo inconveniente e distinguere tra pixel precipitanti e non, utilizza delle soglie basate sulla differenza di temperature di brillanza tra 89 e 150 GHz. Attraverso queste soglie l'algoritmo 183-WSL riesce ad identificare regioni di pioggia stratiforme, regioni di pioggia convettiva, assorbimento da nubi di acqua liquida o goccioline liquide adiacenti alle nubi precipitanti.

Inoltre una serie di test, basati su combinazioni lineari dei canali a 89, 150 e 190 GHz è stata introdotta per ridurre l'effetto di scattering provocato dalla neve al suolo che è molto simile al segnale introdotto dalle particelle ghiacciate nelle nubi precipitanti.

3.2. Criteri di soglia per le classi di precipitazione

Come accennato sopra, per ovviare al problema di classificare come precipitanti i pixel contenenti nubi di goccioline il cui segnale di assorbimento è paragonabile a quello dovuto alle nubi precipitanti circostanti, vengono introdotte delle soglie per rimuovere questi "falsi allarmi".

Il modulo 183-WSLW dell'algoritmo permette infatti di distinguere tra pixel precipitanti e non mediante le soglie basate sulla differenza di temperature di brillanza tra i canali 89 e 150 GHz ($\Delta win = TB_{89} - TB_{150}$) e successivamente classificare la pioggia come stratiforme o convettiva a seconda del valore di Δwin (moduli 183–WSLS e 183–WSLC). A causa della diversa emissività superficiale tra terreno e mare si utilizzano però due soglie diverse per determinare se un pixel contiene precipitazione o meno: 3 K per il terreno e 0 K per il mare. Sappiamo infatti che l'oceano emette alle stesse frequenza dell'acqua liquida di nube. L'algoritmo distinguerà tra diversi casi: se Δwin è minore di 3 K sul terreno o minore di 0 K sul mare i pixel saranno classificati come "Piccole goccioline di nube e molecole di vapore acqueo" (assenza di precipitazione), mentre se Δwin è compreso tra 3 e 10 K sul terreno o tra 0 e 10 K sul mare i pixel saranno classificati come "Pioggia Stratiforme". Infine se $\Delta win > 10$ K sia su terreno che su mare i pixel saranno classificati come "Pioggia Convettiva". Questo si spiega facilmente per il fatto che il canale a 150 GHz è molto sensibile allo scattering causato dalle particelle ghiacciate al top della nube mentre come detto precedentemente, per il canale a 89 GHz l'assorbimento gioca un ruolo maggiore nell'estinzione rispetto a 150 GHz e quindi risulta più sensibile al processo di assorbimento/emissione dovuto alle idrometeore liquide.

Il Δwin definito prima fornisce una misura del rapporto tra idrometeore liquide e ghiacciate: ad esempio nel caso di pioggia convettiva con elevata concentrazione di idrometeore ghiacciate al top della nube sia avrà un crollo della TB a 150 GHz e di conseguenza un elevato valore di Δwin (> 10 K).

Nel caso di pioggia stratiforme invece, dove il contenuto di idrometeore ghiacciate è molto minore e gli effetti dell'assorbimento possono essere più marcati rispetto a quelli di diffusione, si avranno valori di Δwin minori.

Nel caso in cui siano presenti solo goccioline liquide che non hanno raggiunto le dimensioni delle gocce di pioggia, Δwin sarà ancora minore e sul mare addirittura negativo e di conseguenza l'algoritmo elimina questi pixel dalla stima di precipitazione classificandoli come non precipitanti. La tabella 3.1 riassume quanto appena descritto.

Classificazione	Terreno (K)	Mare (K)
Goccioline di nube e vapore	$\Delta win < 3$	$\Delta win < 0$
acqueo		
Pioggia stratiforme	$3 < \Delta win < 10$	$0 < \Delta win < 10$
Pioggia convettiva	$\Delta win > 10$	$\Delta win > 10$

Tabella 3.1. Soglie basate sulla differenza $\Delta win = TB89$ -TB150

Studi recenti (Laviola, 2006) hanno dimostrato che regioni marine in cui Δwin assume valori tra 0 e -20 K sono associate in genere a segnali di assorbimento dovuti all'acqua liquida di nube (CLW) che interessano soprattutto il canale a 89 GHz.

Mentre approfondivano i loro studi sui pixel che circondano le nubi precipitanti, Laviola e Levizzani (2009) hanno scoperto che alcuni di essi venivano in realtà erroneamente classificati come piccole goccioline di nube e perciò eliminati, mostrando così che il 183-WSL sottostima drasticamente le intensità di precipitazione in presenza di grandi quantità di vapore acqueo che circondano le nubi precipitanti associate a pioggia leggera.

Per questo motivo è in via di sviluppo una nuova versione dell'algoritmo 183-WSL il cui scopo è una delineazione migliore delle aree di pioggia.

Il ragionamento che sta alla base è che numerosi pixel associati ad alti valori di goccioline di nube e vapore acqueo, in particolare durante eventi di pioggia leggera, possono essere associati a nubi in via di sviluppo, a seconda della quantità di vapore acqueo.

Con l'aumento delle dimensioni delle gocce le particelle di vapore acqueo condensato possono trasformarsi in pioggia stratiforme leggera. Per descrivere questo processo è stata introdotta una funzione di probabilità, la PORDF (Probability Of Rain Development Function), che viene attivata quando i pixel eliminati e classificati come "Piccole goccioline di nube e vapore acqueo" corrispondono a intensità di precipitazione maggiori di 2 mm/h; il valore è considerato una soglia limite tra goccioline di nube non precipitanti e l'inizio dello sviluppo di pioggia stratiforme leggera; una volta attivata, la PORDF riclassifica alcuni dei pixel eliminati come "pioggia stratiforme" se è raggiunto un certo valore di probabilità.

La soglia di 2 mm/h è considerata valida alle medie latitudini e ai tropici, mentre l'utilizzo della funzione PORDF a latitudini superiori a 50° può indurre a sottostime della precipitazione, dal momento che quelle latitudini sono caratterizzate da pioggia leggera o leggerissima (spesso < 2-3 mm/h).

Nella prossima figura è mostrato un caso di pioggia stratiforme sopra il Belgio, dove possiamo verificare che l'introduzione della funzione PORDF permette di evidenziare aree di precipitazione meglio strutturate rispetto alla versione precedente del 183-WSL.



Figura 3.2. 17 Gennaio 2007. Pioggia stratiforme sopra il Belgio (a sinistra) e pioggia quasi completamente stratiforme sopra il Belgio (a destra). Si noti che la struttura delle aree precipitative è descritta meglio dall'algoritmo 183-WSL con la PORDF. Un'assunzione realistica può essere che le nubi (in alto) che circondano le nubi precipitanti sono riserve d'acqua che contribuiscono ad aumentare la condensazione nel nucleo precipitativo della nube (in verde).

Per ovviare invece agli errori dovuti alla presenza di neve o ghiaccio al suolo che, soprattutto per il canale a 150 GHz, provoca segnali di diffusione simili allo scattering dei cristalli di ghiaccio al top della nube, è stata introdotta una maschera di neve: la copertura di neve al suolo (modulo 183-WSLC) viene rilevata sfruttando principalmente le differenze di temperature di brillanza dei canali 1,2 e 5 dell'AMSU-B, $\Delta win = (TB_{89}-TB_{150})$, $\Delta 190 = (TB_{89}-TB_{190})$ e $\Delta 190_1 = (TB_{150}-TB_{190})$, che sono particolarmente sensibili alle variazioni di emissività causate dai suoli innevati. Ricordiamo infatti che sopra questo tipo di superfici il vapore acqueo tende a concentrarsi nei bassi strati dell'atmosfera, traslando verso il basso le funzioni peso dei canali a 89, 150 e 190 GHz e consentendo in questo modo un sondaggio ancora più superficiale. La presenza di suolo ghiacciato infatti raffredda gli strati d'aria subito sopra di esso, i quali, soprattutto in condizioni di stabilità atmosferica e ventilazione scarsa o assente, raggiungono facilmente la saturazione.

Questo si traduce in un'inversione termica che rende le prime centinaia di metri sopra il suolo più fredde e pesanti della media atmosfera, creando uno strato piuttosto stabile e duraturo. Sopra questo strato freddo e umido si avrà quindi una zona più secca e di conseguenza i picchi massimi delle funzioni peso dei canali a 89, 150 e 190 GHz trasleranno verso il basso, e in particolare quella del canale a 150 GHz, che è molto sensibile al vapore acqueo dei bassi strati, avrà un picco massimo molto vicino alla superficie rafforzando in gran parte gli effetti di diffusione della neve al suolo, con cali molto forti della TB rilevata dal sensore che saranno paragonabili a quelli indotti dallo scattering di cristalli di ghiaccio al top della nube.

L'introduzione delle soglie (Laviola e Levizzani, 2008-2009) permette, attraverso un'opportuna combinazione lineare di esse e il confronto con altri dati provenienti dalle alte frequenze del sensore satellitare, di migliorare l'individuazione dei pixel nevosi e ridurre i falsi segnali di pioggia nel metodo di rilevamento 183-WSL.

3.3. L'algoritmo 183-WSL: descrizione del progetto

Descriviamo ora il funzionamento vero e proprio dell'algoritmo; il diagramma di flusso è rappresentato in figura 3.3 dove le linee tratteggiate indicano i moduli che sono ancora in fase sperimentale.

Il primo passo compiuto dall'algoritmo è di assimilare ed elaborare i dati in ingresso dai 5 canali dell'AMSU-B, ovvero le temperature di brillanza di ogni canale, il tipo di superficie (terreno, mare, misto), gli angoli di zenit locali satellitari e la topografia, che vengono separati dal flusso dei dati complessivi e organizzati come input nella catena di elaborazione del 183-WSL: ogni pixel viene etichettato come rappresentante delle categorie terra o mare, distinzione necessaria ai passi successivi.

Mentre nel caso di pixel di mare l'algoritmo passa subito allo step successivo, il modulo 183-WSLW che distingue tra pixel precipitante e non, nel caso di pixel di terra il modulo 183-WSLSC discrimina prima tra pixel nevosi e non, attraverso una combinazione lineare delle soglie $\Delta win = (TB_{89}-TB_{150}), \Delta 190 = (TB_{89}-TB_{190}) e \Delta 190_1 = (TB_{150}-TB_{190}).$



Figura 3.3. Diagramma di flusso dell'algoritmo 183 – WSL.

Nel secondo step l'algoritmo, discrimina prima tra pixel precipitanti e non mediante la soglia $\Delta win < 3 \text{ K} (0 \text{ K})$ su terra (mare) e poi, attraverso i moduli 183-WSLS e 183-WSLC, classifica la pioggia come stratiforme o convettiva, come descritto in tabella 3.1.

Di recente è stato aggiunto un nuovo modulo per classificare l'acqua liquida di nube in termini di contenuto verticale integrato (183-LWP, Liquid Water Path) che rappresenta la stima della quantità totale di acqua liquida sulla colonna atmosferica ed è espresso in kg m⁻².

L'ultimo passo compiuto dall'algoritmo è invece la stima vera e propria della precipitazione, in mm/h.

Per realizzare questo compito l'algoritmo 183-WSL utilizza una combinazione lineare delle temperature di brillanza dei tre canali AMSU-B in prossimità della banda di assorbimento del vapor d'acqua a 183.31 GHz.

La relazione utilizzata per calcolare la stima di precipitazione (rain rates) è:

$$rr = a + b(TB183 \pm 7 - TB183 \pm 1) + cTB183 \pm 3$$

dove i parametri a,b e c sono diversi a seconda che il pixel sia di terra o di mare e sono stati determinati sperimentalmente (vedi tabella 3.2).

Suolo	Terra	Mare
a	18.42755	5.48165
b	-0.206044	-0.1913
С	-0.0565935	-0.00658

Tabella 3.2: Parametri dell'algoritmo di stima 183-WSL per pixel su terra e su mare.

4. CASI DI STUDIO

I casi di studio, che prenderemo ora in esame per valutare le prestazioni dell'algoritmo, esemplificano situazioni diverse nelle quali la precipitazione è stata rilevata e classificata per mezzo dei due moduli convettivo (183-WSLC) e stratiforme (183-WSLS) dell'algoritmo 183-WSL.

Nel primo caso i risultati ottenuti dall'algoritmo sono stati confrontati con i valori di scattering index (SI), introdotti da Bennarz et al. (2002) per stimare e classificare la precipitazione sopra superfici d'acqua, coste e terreno, i cui prodotti finali rappresentano la precipitazione relativa a quattro classi di probabilità di intensità predefinite; ad ogni pixel non è quindi associato un valore di intensità di precipitazione ma un valore in Kelvin che esprime l'appartenenza a quattro categorie di intensità: assenza di precipitazione, rischio di precipitazione, precipitazione tra 0.5 e 5 mm/h, precipitazione maggiore di 5 mm/h. Lo SI è dato dalla differenza tra la temperatura di brillanza a 23 o 89 GHz, a seconda del tipo di superficie, e la TB a 150 GHz.

Come previsto, l'accordo tra lo SI e il modulo convettivo 183-WSLC è maggiore di quello tra lo SI e il modulo stratiforme 183-WSLS. La ragione è nella natura stessa dello scattering index, che misura solo la probabilità di intensità di precipitazione al suolo dovuta alla fusione dei cristalli di ghiaccio. Perciò i diagrammi di diffusione relativi alla parte stratiforme della precipitazione e al vapore acqueo sono da intendersi come pioggia leggera-piccolo valore di SI. Le soglie per classificare i pixel come vapore acqueo sono date da $\Delta win < 0$ K (sul mare) e $\Delta win < 3$ K (sopra il terreno), con $\Delta win = TB_{89}-TB_{150}$.

Negli altri due casi in esame invece, i prodotti del 183-WSL vengono confrontati con quelli dell'algoritmo Goddard Profiling Algorithm (GPROF, Kummerow et al. 1996, 2001).

Si trova che i risultati sono in buon accordo soprattutto nel caso di precipitazioni intense: infatti l'aumento del segnale di diffusione della radiazione, che si ha quando i cristalli di ghiaccio si formano in presenza di convezione profonda, è osservato meglio da entrambi gli algoritmi mentre nel caso di pioggia leggera, dove l'assorbimento/emissione gioca un ruolo importante nel processo di estinzione, l'algoritmo 183-WSL mostra una sensibilità maggiore rispetto al GPROF.

4.1. Polvere Sahariana che causa pioggia rossa sulla Bulgaria

Il 23 e 24 marzo 2008 un'estesa massa di polvere proveniente dal Sahara, dopo aver sorvolato la Grecia e il Mar Nero ha interagito con un Fronte Atlantico generando "Pioggia Rossa" persistente sopra la Bulgaria. La situazione sinottica prevalente sopra l'Europa era tipica della primavera, caratterizzata da un flusso meridionale di aria fredda proveniente dalla Groenlandia che attraversa l'Europa occidentale e centrale e raggiunge le coste dell'Africa, e un intenso flusso di aria calda e secca verso i Balcani. In questo forte flusso d'aria da sud-ovest è stata sollevata una grande quantità di particelle di polvere dal Nord Africa, fino ad altitudini elevate, e trasportata dalla Libia verso il Mar Mediterraneo, la Grecia, la Turchia e l'est della Bulgaria. La polvere può essere chiaramente notata dal suo intenso colore rosa nell'immagine all'infrarosso in figura 4.1.



Figura 4.1. Immagine all'infrarosso che mostra chiaramente la polvere che, mista a formazioni nuvolose, risale verso il Mediterraneo, la Grecia, la Turchia e la Bulgaria (copyright 2010 EUMETSAT).





Figura 4.2. "Pioggia rossa" sulla Bulgaria, 23 Marzo 2008 ore 9:20 UTC. Le soglie di classificazione (a) discriminano correttamente tra aree di pioggia, in genere caratterizzate da alti valori di spessore ottico delle nubi (MODIS COT in b), ed aree senza pioggia. Dalla (c) alla (f): stima dell'intensità di precipitazione del 183-WSL, pioggia di tipo convettivo del 183-WSLC, pioggia stratiforme del 183-WSLS e vapore acqueo condensato del 183-WSLW.

Le goccioline non precipitanti che assorbono fortemente la radiazione elettromagnetica incidente, vengono filtrate attraverso lo schema di calcolo (fig. 4.2-f). Il fronte atlantico in arrivo genera convezione profonda sopra l'Italia con intensità di precipitazione stimate in circa 10 mm/h. Si noti che le soglie di classificazione segnalano correttamente come precipitanti quei pixel che misurano $\Delta win > 3$ K, come possiamo verificare confrontando la figura 4.2-a con la 4.2-b, dove sono mostrati i valori di COT (Cloud Optical Thickness) ottenuti col MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). Nelle figure da 4.2-c a 4.2-f sono mostrati rispettivamente i valori di intensità di precipitazione stimati dal 183-WSL, pioggia convettiva (183-WSLC), pioggia stratiforme (183-WSLS) e l'assorbimento del vapore acqueo e delle goccioline di nube del 183-WSLW.

Nelle figure 4.3 e 4.4 sono invece confrontati i risultati ottenuti dall'algoritmo 183-WSL con quelli ottenuti con lo SI (Bennarz et al. 2002): la prima figura mostra che le intensità di precipitazione < 5 mm/h ottenute con il 183-WSL sono associate a valori di SI < 30K, mentre forti intensità di precipitazione (> 5 mm/h) sono correlate ai valori di SI più elevati.



Figura 4.3. Diagramma di diffusione del caso in esame: è mostrato un confronto tra le intensità di pioggia 183-WSL in classe 2 (tra 0.5 e 5 mm h⁻¹) e in classe 3 (> di 5 mm h⁻¹) con i valori di scattering index (SI). Si noti che le intensità di pioggia appartenenti alla classe 2 sono associate a bassi valori di SI (SI < 30 K), mentre quelle > 5 mm h⁻¹ corrispondono a valori di SI di quasi 50 K.



Figura 4.4 L'immagine a sinistra e quella a destra descrivono rispettivamente la distribuzione della precipitazione con la longitudine ed i tipi di pioggia.

4.2. Forti temporali sopra l'Italia: 183-WSL contro GPROF/AMSR-E

Il secondo caso che prendiamo in esame descrive i forti temporali avvenuti nel giugno 2007 sopra l'Italia. Analizzeremo tre giornate diverse, il 2, il 4 e l'11 giugno. In questo modo testeremo le prestazioni 183-WSL per la parte convettiva, per la pioggia moderata che caratterizza vari settori del temporale e per il caso di pioggia leggera, anche se in questo tipo di sistemi non è molto frequente.

I risultati ottenuti col 183-WSL sono confrontati con quelli dell'algoritmo GPROF che in questo caso utilizza i dati del sensore AMSR-E.

Come si può osservare nelle prossime figure, dal confronto delle immagini in alto (183-WSL) con quelle al centro (GPROF/AMSR-E) si vede che il 183-WSL tende a sovrastimare le intensità di precipitazione rispetto al GPROF/AMSR-E. Questo probabilmente è dovuto alla diversa natura degli algoritmi: mentre il 183-WSL è un metodo emissivo l'approccio del GPROF è invece basato sostanzialmente sullo scattering. Dall'analisi dei grafici di discrepanza (barre verticali) si nota infatti un crescente sbilanciamento verso il 183-WSL all'aumentare dell'intensità della pioggia. Nel caso di pioggia moderata di figura 4.5, le aree di precipitazione evidenziate dai due algoritmi sono molto simili sulla parte più meridionale del Mar Mediterraneo; sul settore nord invece il GPROF sottostima drasticamente e questo vedremo che sarà vero anche per i casi di pioggia convettiva e leggera.



Figura 4.5. Pioggia moderata sull'Italia del 2 giugno 2008, ore 1156 UTC. Le intensità di precipitazione del 183-WSL (in alto) sono confrontate con quelle rilevate dal GPROF/AMSR-E (al centro). Nei diagrammi (in basso) le barre verticali descrivono la sovrastima del 183-WSL all'aumentare dell'intensità di pioggia (sulle ascisse). La grande dispersione nei diagrammi di diffusione (in basso a sinistra) può essere giustificata osservando che il GPROF drasticamente tende a sottostimare le intensità di precipitazione più deboli.

Nel caso di pioggia più intensa mostrata in figura 4.6, il sistema convettivo proveniente da sud est è descritto bene da entrambi gli algoritmi, ma l'area di precipitazione mostrata dal 183-WSL presenta maggiore continuità, muovendoci dal nucleo convettivo ai bordi.



Figura 4.6 Forte temporale sull'Italia del 4 giugno 2008 alle 1143 UTC.

Nel caso di pioggia leggera il 183-WSL cattura molte più aree di precipitazione del GPROF-AMSR-E, specialmente sulle Alpi (figura 4.7).



Figura 4.7. Pioggia debole sull'Italia dell'11 giugno 2008 alle 1149 UTC.

Nei casi appena esaminati la grande dispersione dei diagrammi di diffusione (in basso a sinistra) si può giustificare osservando che il GPROF/AMSR-E tende a sottostimare i valori di intensità di precipitazione in sistemi caratterizzati da piogge deboli o moderate. In tali sistemi, la ridotta presenza di ghiaccio al top della nube riduce il segnale di scattering della radiazione riducendo di conseguenza le performance dell'algoritmo.

4.3. Uragano Dean: confronto tra 183-WSL e GPROF/TMI

L'ultimo caso di studio che prendiamo in esame riguarda l'uragano Dean. Esso si è sviluppato in prossimità delle coste delle isole di Capo Verde come un classico sistema tropicale stagionale, attraversando il mar dei Caraibi nei pressi della Giamaica e raggiungendo, infine, la penisola dello Yucatan provocando forti piogge. Dean, il primo uragano atlantico a toccare terra con categoria 5 dopo Andrew nel 1992, è responsabile della morte di 32 persone.

Confronteremo lo sviluppo del ciclone, rilevato mediante l'algoritmo 183-WSL, con quello ottenuto dall'algoritmo GPROF, che utilizza in questo caso i dati provenienti dal Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Microwave Imager (TMI).

Il ciclone ha avuto origine da un'onda tropicale che ha attraversato la costa ovest dell'Africa l'11 agosto 2007 ed è diventata depressione tropicale il 13 di agosto alle 06:00 UTC, 350 miglia marine ad ovest-sudovest di Praia, una delle isole di Capo verde; 30 ore dopo, il 14 di agosto alle 12:00 UTC, si è trasformata in tempesta tropicale e il 16 agosto Dean è diventato un uragano, a 480 miglia a est delle Barbados; è quindi entrato nel mar dei Caraibi il 17 di agosto, rafforzandosi rapidamente e passando da categoria 1 a 5, con i venti che si sono rinforzati rapidamente, passando da 80 a 145 miglia marine in sole 24 ore. Dopo essersi indebolito momentaneamente, quindi retrocedendo a categoria 4, è transitato a circa 80 miglia a sud di Haiti e a 20 miglia a sud della Giamaica; il 20 di agosto, passando sopra le calde e profonde acque del nord ovest del mar dei Caraibi, Dean si è rinforzato nuovamente ed è ridiventato di categoria 5 proprio avvicinandosi alla penisola dello Yucatan, dove è sopraggiunto con venti a 150 miglia marine. Dopo aver toccato terra ha mantenuto la forza di uragano per circa 10 ore, tuttavia nell'attraversare la penisola si è indebolito rapidamente e il 23 agosto alle 00:00 UTC è stato retrocesso a depressione, e successivamente ha dissipato la sua energia rapidamente sulle montagne del Messico centrale. Nella figura 4.8 possiamo vedere l'esatta traiettoria dell'uragano Dean dal 13 al 23 agosto (Franklin, 2008).



Figura 4.8 Traiettoria dell'uragano Dean dal 13 al 23 agosto 2007.

Le figure dalla 4.9 alla 4.11 mostrano invece le fasi dello sviluppo del ciclone rilevate dall'algoritmo 183-WSL (in alto), confrontate con i risultati del GPROF-2A12 attraverso le migliori coincidenze temporali dell'AMSU-B col TRMM/TMI (al centro). Dal confronto tra i prodotti del 183-WSL e del TRMM/TMI emerge un accordo ragionevole tra essi, anche se sono necessari studi più approfonditi perchè il numero di sovrapposizioni tra i dati dei satelliti TRMM e della NOOA è decisamente scarso.

Gli scatterplot (in basso) mostrano una correlazione generalmente buona tra le due tecniche di retrieval, soprattutto al crescere dell'intensità di precipitazione. Tuttavia, altri studi (Laviola e Levizzani, 2010) mostrano una leggera sovrastima del 183-WSL, anche se questa è dovuta probabilmente al grande assorbimento del vapore acqueo caratteristico di questo tipo di eventi estremi.



Figura 4.9. Ciclone Dean, 18-21 Agosto 2008. Immagini del metodo di rilevamento 183-WSL (in alto) e del prodotto TRMM-2A12 (al centro) per le 1300 UTC del 18. I diagrammi in basso mostrano chiaramente l'aumento di correlazione tra il 183-WSL e il TRMM 2A12 al crescere dell'intensità di pioggia.



Figura 4.10. Ciclone Dean, 18-21 Agosto 2008. Immagini relative alle 2200 UTC del 19 agosto.



Figura 4.11. Ciclone Dean, 18-21 Agosto 2008. Immagini relative alle 1400 UTC del 21 agosto.

5. CONCLUSIONI

In questo lavoro è stata presentata una tecnica di retrieval che permette di individuare le aree di pioggia e stimare l'intensità di precipitazione sia sopra il terreno che sopra superfici marine o miste. L'algoritmo 183-WSL sfrutta l'assorbimento delle gocce di pioggia nelle frequenze opache del vapore acqueo, attorno a 183.31 GHz nelle microonde. Sebbene queste frequenze siano utilizzate generalmente per studiare i profili di umidità atmosferici, vari studi hanno dimostrato la loro sensibilità nei confronti di grandi gocce di pioggia e in particolare nel distinguere aree di precipitazione da aree prive di precipitazione.

Per distinguere tra pioggia convettiva e stratiforme e rimuovere "falsi allarmi" di pioggia dovuti al forte assorbimento di piccole goccioline di nube e vapore acqueo, vengono introdotte delle soglie basate sulla differenza di temperature di brillanza misurate nei canali finestra a 89 e 150 GHz. Per ovviare agli errori dovuti alla diffusione della neve/ghiaccio al suolo che, soprattutto nel canale a 150 GHz, induce segnali simili allo scattering dei cristalli di ghiaccio al top della nube, è stata introdotta una maschera di neve che permette di individuare i pixel nevosi attraverso un'opportuna combinazione lineare delle soglie $\Delta win = (T_{B89}-T_{B150}), \Delta 190 = (T_{B89}-T_{B190}) e \Delta 190_1 = (T_{B150}-T_{B190}).$

La stima di precipitazione vera e propria è invece calcolata tramite una combinazione lineare delle temperature di brillanza dei tre canali AMSU-B a 183±1 GHz, 183±3 GHz e 183±7 GHz.

Dal confronto tra lo spessore ottico ottenuto col MODIS-COT e le soglie del 183-WSL, eseguito nel caso di pioggia rossa sulla Bulgaria, si trova che l'algoritmo risulta particolarmente sensibile nel discriminare tra pixel precipitanti e non.

Un altro punto di forza è dovuto al fatto che la stima di precipitazione ottenuta col 183-WSL è scarsamente influenzata dall'emissività superficiale e quindi l'algoritmo è adatto a stimare precipitazione sulla terra, sul mare o su superfici miste.

Dal confronto con metodi di scattering index o con l'algoritmo GPROF, il 183-WSL mostra di avere grandi potenzialità nel retrieval sia di pioggia calda che di pioggia fredda. Infatti i diagrammi di diffusione mostrano una forte correlazione tra il modulo convettivo (183-WSLC) e lo SI durante l'episodio di pioggia rossa convettiva sulla Bulgaria. Simili considerazioni si possono fare per il caso dei forti temporali sopra l'Italia e per l'uragano Dean, dove la struttura e l'evoluzione è ben descritta dal 183-WSL, come appare dal confronto rispettivamente coi tassi di precipitazione ricavati dal GPROF/AMSR-E e dal GPROF/TMI, anche se in realtà nel primo caso il 183-WSL tende a sovrastimare le intensità.

Un altro punto di forza dell'algoritmo è dato dall'alta risoluzione dell'AMSU-B (16 km al Nadir). La rapidità del 183-WSL nel calcolare la precipitazione e classificarla come convettiva o stratiforme ne permette l'utilizzo come possibile input in sistemi di nowcasting, soprattutto a piccola scala. Inoltre il retrieval del 183-WSL mostra grandi potenzialità per un'assimilazione nei modelli numerici di previsione del tempo.

Uno dei punti deboli dell'algoritmo è invece la possibile contaminazione del segnale dovuta alle piccole goccioline di nube e vapore acqueo che circondano i sistemi stratiformi associati a pioggia leggera (rimossa attraverso le soglie). Studi di Laviola e Levizzani (2009) dimostrano infatti che il 183-WSL sottostima drasticamente i tassi di precipitazione quando grosse quantità di vapore acqueo circondano le nubi stratiformi associate a pioggia leggera. Per questo motivo nella nuova versione dell'algoritmo 183-WSL è stata introdotta una nuova funzione, la PORDF (Probability Of Rain Development Function), che riclassifica i pixel eliminati che corrispondono a intensità di precipitazione > 2 mm/h come "pioggia stratiforme", se è raggiunto un certo valore di probabilità. I risultati sono incoraggianti perché gli esempi mostrano che la PORDF permette di delineare meglio le aree precipitative che circondano le nubi precipitanti, anche se la soglia di 2 mm/h a latitudini > 50° può indurre a una sottostima delle intensità ricavate dal 183-WSL.

Un altro punto debole dell'algoritmo, da migliorare in futuro, è la forte dipendenza dalle condizioni stagionali; variazioni dei profili di temperatura ed umidità, possono inficiare la qualità dei prodotti di pioggia finali, soprattutto quando i retrieval sono effettuati a latitudini > 60°, dove le funzioni peso "piccano" più vicino al suolo aumentando così l'effetto dell'emissività superficiale.

In conclusione possiamo affermare che i grandi vantaggi offerti dal telerilevamento in termini di copertura superficiale e temporale del globo terrestre, l'elevato numero di sensori che può ospitare una piattaforma satellitare e i continui miglioramenti negli strumenti utilizzati e nei metodi di stima della precipitazione da satellite, di cui l'algoritmo 183-WSL ne è un esempio, fanno intravedere la possibilità di notevoli sviluppi futuri in questo campo di ricerca.

6. BIBLIOGRAFIA

- Adler, R., Negri, A. J., Keehn, P. R. & Hakkarinen, I. M., 1993: Estimation of monthly rainfall over Japan and surrounding waters from a combination of low-orbit microwave and geosynchronous IR data. J. Appl.Meteorol., 32: 335–356.
- Bennartz, R., and P. Bauer, 2003: Sensitivity of microwave radiances at 85–183 GHz to precipitating ice particles. *Radio Sci.*, **38(4)**, 8075, doi:10.1029/2002RS002626.
- Bennartz, R., A. Thoss, A. Dybbroe, and D. Michelson, 2002: Precipitation analysis using the Advanced Microwave Sounding Unit in support of nowcasting applications. *Meteor. Appl.*, 9, 177-189
- Burns, B. A., X. Wu, and G. R. Diak, 1997: Effects of precipitation and cloud ice on brightness temperatures in AMSU moisture channels, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 35, 1429–1437.
- English, S. J., 1999: Estimation of temperature and humidity profile information from microwave radiances over different surface types. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 1526-1541.
- Evans, F., and G. L. Stephens, 1995a: Microwave radiative transfer through clouds composed of realistically shaped ice crystal. Part I: single scattering properties. J. Atmos. Sci., 52, 2041-2057.
- Evans, F., and G. L. Stephens, 1995b: Microwave radiative transfer through clouds composed of realistically shaped ice crystal. Part II: Single scattering properties. J. Atmos. Sci., 52, 2058-2072.
- Ferrazoli, P., J.-P. Wigneron, L. Guerriero, and A. Chanzi, 2000: Multifrequency emission of wheat: Modeling and applications. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 38, 2598– 2607.
- Ferraro, R., and G. F. Marks, 1995: The development of SSM/I rain-rate retrieval algorithms using ground-based radar measurements, J. Atmos.Oceanic Technol., 12, 755–770.

- Ferraro, R., F. Weng, N. C. Grody, L. Zhao, H. Meng, C. Kongoli, P. Pellegrino, S. Qiu, and C. Dean, 2005: NOAA operational hydrological products derived from the Advanced Microwave Sounding Unit, IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 43, 1036– 1049.
- Franklin, 2008: Tropycal Cyclone Report Hurricane Dean.*National Hurricane Center*. National Oceanic and Atmospheric Administration.
- Fung, A. K., 1994: *Microwave scattering and emission models and their applications*. Artech House, Boston 573 pp.
- Grody, N. C., 1991: Classification of snow cover and precipitation using the Special Sensor Microwave Imager, J. Geophys. Res., **96(D4)**, 7423–7435.
- Grody, N. C., F. Weng, and R. R. Ferraro, 2000: Application of AMSU for obtaining hydrological parameters. In: *Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Earth's Surface and Atmosphere*, P. Pampaloni and S. Paloscia, Eds., USP Int. Science Publishers, Utrecht, 339-352.
- Hewison, T. J., and R. W. Saunders, 1996: Measurements of the AMSU-B antenna pattern. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **34**, 405-412.
- Kakar, R. K., 1983: Retrieval of clear sky moisture profiles using the 183 GHz water vapor line. J. Climate Appl. Meteor., 22, 1282-1289.
- Karstens, U., C. Simmer, and E. Ruprecht, 1994: Remote sensing of cloud liquid water. *Meteor. Atmos. Phys.*, **54**, 157-171.
- Kummerow, C. D., W. S. Olson, and L. Giglio, 1996: A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometer profiles from passive microwave sensors. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 34, 1213–1232.
- Kummerow, C. D., Y. Hong, W. S. Olson, S. Yang, R. F. Adler, J. McCollum, R. Ferraro, G. Petty, D. B. Shin, and T. T. Wilheit, 2001: The evolution of the Goddard Profiling Algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors. *J. Appl. Meteor.*, 40, 1801-1820.

- 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 V. Levizzani, 2008: Rain retrieval using 183 GHz absorption lines. *IEEE Proc. MicroRad 2008, 10th Specialist Meeting of Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Environment,* Firenze, 11-14 Mar., doi: 10.1109/MICRAD.2008.4579505.
- Laviola, S., and V. Levizzani, 2009: Observing precipitation by means of water vapor absorption lines: A first check of the retrieval capabilities of the 183-WSL rain retrieval method. *Italian J. Remote Sensing*, **41(3)**, 39-49.
- Laviola, S., and V. Levizzani, 2010: Passive microwave remote sensing of rain from satellite sensors. In: Advanced microwave and millimeter wave technologies semiconductor devices circuits and systems, M. Mukherjee, Ed., Intech, 549-572.
- Levizzani, V., 2010: *Dispense del corso di fisica delle nubi*. Univ. degli Studi di Bologna, 226 pp.
- Marshall, J. S., W. M. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165-166.
- Muller, B. M., H. E. Fuelberg, and X. Xiang, 1994: Simulations of the effects of water vapor, cloud liquid water, and ice on AMSU moisture channel brightness temperatures. J. Appl. Meteor., 33, 1133-1154.
- Rizzi, R., 2008: *Atmospheric Physics, material from lectures*. Univ. degli Studi di Bologna.
- Rosenkranz, P. W., 1998: Water vapor microwave continuum absorption: A comparison of measurements and models. Radio Sci., 33(4), 919-28.

- Rosenkranz, P. W., 2001: Retrieval of temperature and moisture profiles from AMSU-A and AMSU-B measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **39**, 2429–2435.
- Rossow W. B., and Schiffer R. A., 1991: *ISCCP cloud data products*. Bull. Amer. Meteor.Soc., **72**, 2-20.
- Sharkov, A. E., 2003: *Passive microwave remote sensing of the Earth. Physical foundations.* Springer and Praxis Publishing Publication, 557 pp.
- Shi, J., K. Chen, Q. Li, T. Jackson, P. O'Neill, and L. Tsang, 2002: A parameterized surface reflectivity model and estimation of bare-surface soil moisture with L-band radiometer. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 40, 2674–2686.
- Staelin D. H. and Chen F. W., 2000: Precipitation observations near 54 and 183 GHz using the NOAA-15 satellite. Proc. 2000 IEEE Int. Geoscience and Remote Sensing Symp., 38, 2322-2332.

7. ACRONIMI

AMSR	Advanced Microwave Scanning Radiometer
AMSU	Advanced Microwave Sounding Unit
CLW	Cloud Liquid Water
COT	Cloud Optical Thickness
ECMWF	European Centre for Medium-range Weather Forecasts
EPS	EUMETSAT Polar System
EUMETSAT	EUropean organization for the exploitation of METeorological SATellites
GPROF	Goddard PROFiling algorithm
IFOV	Instantaneous Field of View
IR	Infrared
LTE	Local Thermodynamic Equilibrium
LWP	Liquid Water Path
MCS	Mesoscale Convective System
MODIS	MODerate resolution Imaging Spectroradiometer
MW	Microwave
NWP	Numerical Weather Prediction
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PMW	Passive Microwave
POES	Polar Operational Environmental System
PORDF	Probability of Rain Development Function
SAF	Satellite Application Facility
SI	Snow Index or Scattering Index
TB	Brightness Temperature
TMI	TRMM Microwave Imager
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
VIS	Visible
183-WSL	183 GHz Water vapour Strong Lines