
Università di Bologna - Alma Mater Studiorum

Dottorato di ricerca in Geofisica – XX ciclo

Aumento della risoluzione spaziale per il
sondaggio di temperatura e umidità da
satellite geostazionario mediante
radiometria ad onde millimetriche e
submillimetriche

Coordinatore Dottorato
Prof. Michele Dragoni

Relatore
Dr. Stefano Dietrich

Dottorando
Francesco Di Paola

Settore scientifico disciplinare di afferenza: GEO/12

Esame finale - 2008

Indice

Indice.....	2
Introduzione.....	4
Capitolo 1 - Radiometria passiva alle microonde.....	6
1.1 Il telerilevamento	6
1.2 Il telerilevamento passivo alle microonde.....	7
1.3 I satelliti alle microonde: quadro storico	9
1.3.1 Il radiometro SSM/I.....	10
1.3.2 Il radiometro TMI.....	11
1.3.3 Il radiometro AMSU/MHS	11
1.4 La radiazione termica.....	13
1.5 Interazione delle microonde con i costituenti atmosferici.....	14
1.5.1 Interazione delle microonde con i gas atmosferici.....	14
in cui $k_a(z)$ sono i coefficienti di assorbimento atmosferici e z è l'altitudine. Dalla fig. 1.1 è possibile notare, in corrispondenza dei massimi delle curve, che nell'intervallo di frequenze (10÷500) GHz l'ossigeno e il vapor d'acqua hanno diverse bande di assorbimento.....	15
1.5.2 Interazione delle microonde con le idrometeore	15
1.5.3 Il trasferimento radiativo.....	17
1.5.4 Le funzioni peso e il sondaggio di umidità e temperatura.....	20
Capitolo 2 - Satellite geostazionario ad onde millimetriche e submillimetriche.....	22
2.1 Quadro generale.....	22
2.2 Genesi e sviluppo del progetto	22
2.3 Caratteristiche dello strumento	24
2.3.1 Dimensione dell'antenna.....	24
2.3.2 Selezione delle bande.....	24
2.3.3 Selezione dei canali e caratteristiche radiometriche.....	26
Capitolo 3 - Simulazione delle misure radiometriche	29
3.1 Il modello di circolazione atmosferica.....	29
3.2 Descrizione dei casi studio selezionati.....	33
3.2.1 Piemonte 24-26 novembre 2002	34
3.2.2 Mar Adriatico 28 febbraio 2004.....	38
3.2.3 Mar Baltico 11-12 gennaio 2003.....	41
3.3 Il modello di trasferimento radiativo (RTM)	44
3.4 Simulazione della misura radiometrica	46
3.4.1 La Trasformata Discreta di Fourier.....	48
3.4.2 Il diagramma d'antenna	49
3.4.3 Convoluzione della T_B con il diagramma d'antenna.....	50
3.4.4 Campionamento dell'immagine.....	51
3.4.5 Il rumore radiometrico	53
3.4.6 La temperature d'antenna nei casi studio selezionati.....	53
Capitolo 4 - Sondaggio di umidità e temperatura.....	63

4.1 Utilizzo del sondaggio alle MW	63
4.2 Calcolo dei profili verticali di umidità e temperatura	64
4.2.1 Il modello diretto.....	65
4.2.2 Funzionamento dell'algoritmo.....	66
4.3 Retrieval dei profili verticali di umidità e temperatura in presenza di precipitazione .	69
4.3.1 Individuazione della precipitazione mediante screening sulle T_B	72
4.3.2 Conclusioni	74
Capitolo 5 – Tecniche di aumento di risoluzione	75
5.1 Requisiti di risoluzione spaziale.....	75
5.2 Principi generali per l'aumento di risoluzione delle immagini telerilevate alle MW	77
5.3 Deconvoluzione.....	77
5.3.1 Il filtro di Wiener	78
5.3.2 Qualità dell'immagine ricostruita	80
5.3.3 Stima del rumore radiometrico	84
5.3.4 Stima della risoluzione e performances complessive della tecnica.....	88
5.3.5 Algoritmo <i>Scatterometer image reconstruction</i> (SIR).....	95
5.4 Super-resolution.....	98
5.4.1 Ricampionamento	98
5.4.2 Filtro inverso	99
5.4.3 Stima della risoluzione e performances complessive della tecnica.....	100
5.5 Image-fusion	105
5.5.1 Stima della risoluzione e performances complessive della tecnica.....	107
Conclusioni	122
Bibliografia.....	127

Introduzione

Il profilo verticale della temperatura e dell'umidità dell'aria costituisce un dato primario per le previsioni del tempo. La sua misura dev'essere disponibile su tutto il globo con la miglior frequenza oraria possibile: pertanto il satellite costituisce la base di osservazione più idonea. Osservazioni in infrarosso (IR) mediante radiometri o spettrometri operanti nelle bande di assorbimento del CO₂ a 4.3 e 15 μm (per la temperatura) e dell'H₂O a 6.3 μm (per l'umidità) vengono effettuate operativamente da satelliti polari alcune volte al giorno, e da alcuni satelliti geostazionari a frequenza oraria o sub-oraria.

La misura in IR garantisce la miglior qualità possibile in termini di accuratezza, risoluzione spaziale e soprattutto risoluzione verticale, ma diviene rapidamente inutilizzabile al crescere della contaminazione del campo di vista da parte delle nubi. Le nubi infatti sono costituite da gocce d'acque e cristalli di ghiaccio delle dimensioni comprese tra 1 e 100 μm che interagiscono con le frequenze IR portando rapidamente all'estinzione della radiazione. In condizioni di cielo non chiaro pertanto l'informazione che arriva al radiometro giunge dagli strati superiori della nube che è non è possibile pertanto una misura dei profili verticali di umidità e temperatura negli strati ad essa sottostanti.

Utilizzando invece le microonde (MW), nelle bande di assorbimento dell'O₂ a 54 GHz (per la temperatura) e dell'H₂O a 183 GHz (per l'umidità) si riesce, sia pure con risoluzione verticale ed orizzontale minore, ad effettuare il sondaggio anche in presenza di nube, almeno finché queste non siano associate a precipitazione. Alle frequenze elettromagnetiche nelle MW corrisponde infatti una lunghezza d'onda millimetrica che non interagisce in modo significativo con i costituenti delle nubi che sono generalmente di almeno un ordine di grandezza inferiore.

Purtroppo, a causa della legge della diffrazione, la risoluzione spaziale delle misure in MW è indissolubilmente legata alle dimensioni dell'antenna, per cui mentre da satellite *Low Earth Orbit* (LEO, ~800 km di altitudine) è possibile ottenere risoluzioni accettabili utilizzando antenne di dimensioni ragionevoli, passando ai satelliti *Geostationary Earth Orbit* (GEO, ~36.000 km di altitudine) le dimensioni dell'antenna divengono proibitive.

Per questo motivo attualmente gli unici radiometri alle microonde si trovano installati a bordo dei satelliti polari LEO. Purtroppo però la geometria di scansione di questi satelliti consente osservazioni solo su regioni limitate e con frequenze temporali ridotte se confrontate con quelle offerte dai satelliti GEO. Infatti un satellite ad orbita polare passa generalmente 2 volte al giorno

sulle regioni a media latitudine e con una *swath* d'osservazione di circa 2000 km mentre un satellite geostazionario riesce a scansionare tutto il disco terrestre con frequenze temporali sub-orarie: risulta quindi evidente la necessità, ai fini meteorologici, di implementare i radiometri alle MW sui satelliti GEO. Per centrare tale obiettivo è sorto da alcuni anni il progetto *Geostationary Observatory for Microwave Atmospheric Sounding* (GOMAS), derivato da un analogo progetto americano *Geostationary Microwave Observatory* (GEM). Tale progetto, di natura dimostrativa più che operativa nel breve termine, ha lo scopo di studiare e risolvere le problematiche connesse al futuro sviluppo di un satellite geostazionario europeo che implementi i sensori alle MW.

Studi effettuati all'interno dei progetti GEM/GOMAS (Gasiewski et al., 2003) hanno mostrato la necessità di implementare, oltre ai radiometri nelle bande a 54 GHz e 183 GHz, anche alcuni radiometri a frequenze più elevate, entrando nel campo delle onde submillimetriche (lunghezza d'onda inferiori a 1 mm, cioè frequenze superiori a 300 GHz). Per l'O₂ le bande successive alla 54 GHz si trovano a 118 e 425 GHz, mentre per l'H₂O, dopo la 183 GHz ce n'è una a 325 GHz o, preferita, a 380 GHz. Purtroppo al crescere della frequenza, il continuo del vapor acqueo e dell'azoto e il misto linee/continuo dell'ozono interferiscono facendo decadere progressivamente la possibilità di osservare gli strati più bassi dell'atmosfera. Inoltre, sempre al crescere delle frequenze, le nubi divengono sempre meno trasparenti, e diviene quindi importante che la risoluzione sia sufficientemente alta così da limitare al minimo le zone in cui non è possibile effettuare il sondaggio. Vi sono diversi metodi che consentono di migliorare la risoluzione spaziale delle immagini alle MW penalizzando in misura maggiore o minore la precisione radiometrica, a seconda del meccanismo di campionamento dell'immagine.

Il primo obiettivo di questa ricerca è di tipo qualitativo e consiste nel mostrare, con l'ausilio di opportuni scenari simulati, che l'osservazione MW da satellite geostazionario può garantire la determinazione dei profili verticali di umidità e temperatura in condizioni di cielo non chiaro, almeno finché alle nubi non sia associata della precipitazione.

Il secondo obiettivo consiste nel determinare ed applicare delle opportune tecniche di aumento di risoluzione spaziale su scenari simulati alle microonde, quantificando l'aumento di risoluzione ottenuto e l'eventuale amplificazione del rumore radiometrico, in funzione del grado di sovracampionamento e del rapporto segnale-rumore.

Capitolo 1 - Radiometria passiva alle microonde

1.1 Il telerilevamento

La definizione generalmente accettata di telerilevamento identifica tale termine come l'insieme delle tecniche, strumenti e mezzi interpretativi in grado di estendere e migliorare le capacità percettive dell'occhio umano, fornendo informazioni qualitative e quantitative su oggetti posti a distanza dal luogo d'osservazione. Le moderne tecniche di telerilevamento hanno ampliato il campo di indagine ben al di là delle informazioni legate allo spettro elettromagnetico, comprendendo misure di campi di forze (gravitazionali, magnetico, elettrico) e utilizzando una grande quantità di strumenti (sistemi laser, ricevitori a radio frequenza, sistemi radar, sonar, dispositivi termici, sismografi, magnetometri, gravimetri, scintillatori, ecc). Oggi il telerilevamento comprende tecniche di analisi della radiazione elettromagnetica e dei campi di forze finalizzate ad acquisire e interpretare dati geospaziali presenti sulla superficie terrestre, negli oceani e nell'atmosfera.

La distanza dell'osservatore dalle informazioni raccolte può andare da alcuni metri (*proximal sensing*) fino a migliaia di chilometri (*remote sensing*), come nel caso delle osservazioni effettuate dai satelliti. Il veicolo di informazione del telerilevamento generalmente è l'energia elettromagnetica, sia essa proveniente dal sole, emessa dalla terra o generata da strumenti radar o laser. L'energia elettromagnetica che trasporta le informazioni più utili nel campo del telerilevamento applicato allo studio dell'atmosfera, è quella delle bande del visibile, dell'infrarosso e delle microonde.

Solitamente la misura di una grandezza effettuato con tecniche di telerilevamento prevede tre fasi distinte: la ripresa dei dati (da aereo, da satellite o da terra), la loro elaborazione e l'analisi. Gli strumenti di misura utilizzati possono essere distinti in due categorie: quelli che forniscono delle misure, come radiometri, spettrofotometri, scatterometri o altri, e quelli che forniscono delle immagini, cioè macchine fotografiche, dispositivi digitali di scansione, termocamere etc.. Tutti gli strumenti di misura vengono spesso chiamati sensori nel gergo tecnico. Una distinzione importante che viene generalmente fatta è quella fra strumenti passivi e attivi: gli strumenti passivi misurano le radiazioni provenienti dalle grandezze investigate tanto per emissione che per riflessione, mentre gli strumenti attivi provvedono essi stessi alla illuminazione delle superfici, captando poi la radiazione riflessa. In questa ricerca si focalizzerà l'attenzione sul telerilevamento passivo alle

microonde effettuato da satellite, definito per brevità, nel seguito di questa ricerca, semplicemente telerilevamento, radiometria o *remote sensing* alle microonde.

Uno dei punti di forza del *remote sensing* è sicuramente quello di poter osservare la terra dallo spazio, una posizione per molti versi privilegiata rispetto ai metodi tradizionali di osservazione che si basano generalmente sulla misura di alcune grandezze geofisiche *in situ*. Ciò consente di avere informazioni su aree vaste e in alcuni casi remote, ma a differenza dei metodi di misura tradizionali, che spesso effettuano misure dirette, i parametri di interesse geofisico devono essere dedotti perché il telerilevamento è, in ultima analisi, un conteggio radiometrico.

All'origine del telerilevamento atmosferico abbiamo infatti la superficie terrestre, l'atmosfera e il sole che emettono radiazioni elettromagnetiche a diverse frequenze che, nel loro percorso, interagiscono con la superficie terrestre e con l'atmosfera stessa. La natura di questa interazione dipende dalle caratteristiche delle radiazioni elettromagnetiche e dalle proprietà della superficie e dell'atmosfera. Successivamente ai diversi processi di interazione la radiazione elettromagnetica giunge al satellite, precisamente a degli strumenti, chiamati radiometri, il cui compito è quello di "contare" i fotoni appartenenti ad un determinato spettro elettromagnetico, misurando di fatto la radiazione elettromagnetica in un intervallo di frequenze ben preciso.

La determinazione delle grandezze atmosferiche di interesse si ottiene mediante soluzione del problema inverso: cioè calcolando quali siano le condizioni atmosferiche che hanno dato luogo alla radiazione elettromagnetica misurata.

1.2 Il telerilevamento passivo alle microonde

Per microonde si intende la regione dello spettro elettromagnetico compresa tra 1 GHz e 300 GHz, corrispondenti rispettivamente a lunghezze d'onde di 30 cm e di 1 mm. In linea di principio questa porzione dello spettro elettromagnetico ha nell'atmosfera terrestre, a differenza del visibile, una diffusione trascurabile, se si eccettua quella prodotta dalla precipitazione e, a differenza dell'infrarosso, non è quasi mai sensibile alla presenza di cirri e soltanto moderatamente sensibile alla presenza di strutture nuvolose più spesse quando a questo non sia associata della precipitazione (Petty, 1990).

Queste caratteristiche rendono le microonde particolarmente indicate per specifiche applicazioni nel telerilevamento, fra le quali è opportuno citare, per le applicazioni meteorologiche la stima di precipitazioni e la stima dei profili verticali di umidità e temperatura in condizioni di cielo non chiaro, per l'idrologia la stima dell'umidità del suolo e per l'oceanografia la stima dei venti, delle correnti superficiali, del ghiaccio e degli inquinanti del mare.

Un radiometro passivo alle microonde misura l'energia, nella relativa porzione dello spettro elettromagnetico, emessa naturalmente nel suo campo di vista istantaneo (*instantaneous field-of-view* - IFOV) sia dalla superficie terrestre che dall'atmosfera. Così come accade per l'infrarosso,

anche per il telerilevamento alle microonde si sfrutta il fatto che qualsiasi corpo emette energia in questo intervallo dello spettro, ma a differenza dell'infrarosso, l'energia emessa nelle MW è generalmente più bassa. Il grande vantaggio del telerilevamento alle microonde rispetto a quello infrarosso è da ricercarsi nel fatto che le idrometeore che costituiscono le nubi hanno generalmente dimensioni comparabili con le lunghezze d'onda infrarosse, portando quindi la radiazione IR rapidamente all'estinzione per fenomeni di scattering. Ciò comporta che in presenza di campi nuvolosi il telerilevamento IR sia in grado di osservare solamente gli strati superiori della nube senza poter osservare gli strati sottostanti mentre le MW consentono di osservare anche le zone sottostanti la nube, giungendo fino alla superficie terrestre, almeno finché alle nubi non sia associata alcuna precipitazione. Questa è la caratteristica più importante che rende il telerilevamento alle microonde uno strumento molto utile per l'analisi meteorologica in condizione di cielo non chiaro.

Rispetto all'infrarosso però, le immagini telerilevate alle microonde hanno lo svantaggio di avere una bassa risoluzione spaziale¹, definita dal relativo IFOV, questo perché il campo di vista di un radiometro è direttamente proporzionale alla lunghezza d'onda osservata λ , all'altitudine del satellite H ed inversamente proporzionale al diametro dell'antenna d :

$$IFOV \propto \frac{H\lambda}{d} \quad (1.1)$$

Per via della dipendenza della risoluzione spaziale dalla lunghezza d'onda, e visto che generalmente un satellite utilizza una sola antenna per diverse frequenze, le risoluzioni variano in funzione della frequenza osservata e sono generalmente dell'ordine di qualche decina di chilometri contro i 3 km dell'infrarosso e 1 km del visibile raggiunti dal sensore *Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager* (SEVIRI) a bordo del *Meteosat Second Generation* (MSG). Questa è la causa che finora ha impedito l'installazione di radiometri alle microonde sui satelliti geostazionari relegando questi strumenti ai soli satelliti ad orbita bassa.

Per completezza conviene citare un'importante componente del telerilevamento alle microonde: la polarizzazione. Se l'onda elettromagnetica misurata dal radiometro è polarizzata linearmente in modo che la sua componente elettrica è contenuto in un piano definito dalla direzione d'osservazione del radiometro e dalla normale alla superficie nel punto d'osservazione, la polarizzazione è definita verticale. Se la componente elettrica invece è perpendicolare a questo piano, la polarizzazione è definita orizzontale. Le differenze di polarizzazioni può essere utilizzata per ricavare informazioni utili sia sull'atmosfera che sulla superficie terrestre.

¹ Si definisce risoluzione la capacità di uno strumento di discriminare due oggetti tra loro vicini. La risoluzione spaziale (o geometrica) è dunque definita come la minor distanza tra due oggetti alla quale è ancora possibile discriminare gli stessi.

1.3 I satelliti alle microonde: quadro storico

Il primo satellite meteorologico risale al primo aprile 1960 e fu messo in orbita dagli Stati Uniti d'America: chiamato *Television and Infra-Red Observation Satellite* (Tiros-1) era attrezzato con una semplice strumentazione costituita da due telecamere per la ripresa di immagini nel visibile che inviarono per la prima volta delle immagini della Terra vista dallo spazio. Il suo successore, TIROS-2, lanciato nel novembre 1960, fu equipaggiato con un prototipo di radiometro all'infrarosso per l'osservazione notturna e la stima del tasso d'umidità atmosferica. Con il satellite Tiros-8 nel 1963, le immagini vengono trasmesse in tempo reale e le informazioni poterono essere ritrasmesse più rapidamente ai servizi meteorologici.

La radiometria alle microonde spaziale nasce con il lancio della sonda *Marinar 2* verso Venere nel 1962 (Barath et al., 1964). È necessario però attendere il *Cosmos 243* e il successivo *Cosmos 348* rispettivamente nel 1968 e del 1970 per avere le prime osservazioni alle microonde della Terra: i due satelliti sono infatti equipaggiati per misurare quattro frequenze comprese tra 3.5 e 37 GHz per la stima del contenuto di vapor d'acqua nell'atmosfera, della temperatura superficiale e della copertura di neve e ghiaccio (Basharinov et al., 1969).

Gli anni '70 vedono gli Stati Uniti inviare numerosi radiometri per coprire l'intervallo di frequenze (3÷60) GHz: radiometri imbarcati sui satelliti *Nimbus* della *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), a partire dal *Nimbus-5* equipaggiato con il radiometro *Electrically Scanning Microwave Radiometer* (ESMR-5) nel 1972. Il radiometro ESMR-5 mostrò l'utilità delle frequenze alle microonde (19.35 GHz) per misurare l'emissione di celle precipitanti su sfondo marino a debole emissività (Wilheit ed al., 1977). Sullo stesso satellite venne installato anche il primo radiometro per il sondaggio di temperatura *Nimbus-E Microwave Spectrometer* (NEMS) per misurare l'emissione dell'ossigeno su tre frequenze intorno a 60 GHz (Staelin ed al., 1973).

A partire dal successo dei sensori *Microwave Sounding Unit* (MSU, primo lancio nel 1978) a bordo prima dei satelliti meteorologici della serie TIROS e poi dei satelliti *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), diviene possibile ricavare i profili verticali di umidità e temperatura, utilizzando le frequenze centrate a 50.3, 53.74, 54.96 e 57.95 GHz sensibili alle temperature atmosferiche che vanno dalla superficie terrestre fino alla bassa stratosfera.

A partire dal 1987 il radiometro *Special Sensor Microwave imager* (SSM/I) a bordo del satellite militare *Defense Military Satellite Program* (DMSP F8) permette di stimare anche il tasso di precipitazione su terra e su mare, la velocità del vento su mare, il tipo di ghiaccio e l'umidità su terra. Questo strumento ha svolto (e svolge tuttora) un ruolo chiave nello studio delle dinamiche atmosferiche e climatologiche. Sempre a bordo dei satelliti DMSP esiste anche una serie di radiometri per il sondaggio: si tratta degli *Special Sensor Microwave Temperature* (SSM/T) in attività dal 1979 e degli *Special Sensor Microwave Imager/Sounder* (SSMIS) in attività dal 1987.

Infine, a partire dal 1998 la generazione dei sensori MSU viene sostituita dalla più avanzata generazione di sensori a 20 canali *Advanced Microwave Sounding Unit/Microwave Humidity Sounder* (AMSU/MHS), installati a bordo dei satelliti NOAA.

Di seguito vengono brevemente descritti i sensori che sono maggiormente utilizzati: l'SSM/I, il TMI e l'AMSU.

1.3.1 Il radiometro SSM/I

Il sensore SSM/I è un radiometro passivo alle microonde, a scansione conica, con 7 canali che operano su 4 frequenze tutti a doppia polarizzazioni (eccetto il canale a 22.235 GHz che ha soltanto la polarizzazione verticale). La doppia polarizzazione viene utilizzata per evidenziare effetti specifici come la rugosità sul mare o lo scattering da ghiaccio su terra. Eccetto il canale a 22.235 GHz, tutte le altre bande sono in finestre atmosferiche. Le misure raccolte dal SSM/I sono utilizzate per la stima di diversi parametri geofisici quali il vapor d'acqua, il tasso di pioggia, il contenuto liquido delle nubi, il vento superficiale sugli oceani e il ghiaccio marino.

Canale	Frequenza [GHz]	Risoluzione [km]
19 V	19.35	70x45
19 H	19.35	70x45
22 V	22.235	60x40
37 V	37.0	38x30
37 H	37.0	38x30
85 V	85.5	16x14
85 H	85.5	16x14

Tabella 1.1 – Canali del radiometro SSM/I

La **tab. 1.1** riassume le informazioni di base sui canali del SSM/I e le relative polarizzazioni (la lettera V corrisponde alla polarizzazione verticale mentre la lettera H alla polarizzazione orizzontale). Da questa tabella è possibile notare che i dati del canale a 19 GHz, quello cioè a frequenza più bassa, sono quelli con l'IFOV di maggiori dimensioni, in accordo a quanto indicato dalla relazione dell'eq. 1.1, costituendo pertanto il dato a minor risoluzione. Questo canale è stato studiato ed è fondamentale per la stima della velocità del vento sopra la superficie marine. Sebbene il canale possa essere in grado di individuare la precipitazione nevosa, la scarsa risoluzione di (70 x 45) km ne impedisce il suo utilizzo in tal senso per l'impossibilità di individuare le strutture nuvolose a scala più piccola come quelle associate a celle convettive o a nubi isolate. I dati di questo canale sono anche utilizzati, in combinazione con i dati degli altri canali, per la stima del contenuto liquido delle nubi, del vapor d'acqua atmosferico e delle precipitazioni. Il canale a 22 GHz invece si trova in una banda di assorbimento del vapor d'acqua e viene quindi generalmente utilizzato per la stima del contenuto colonnare di H₂O. Il canale a 37 GHz viene utilizzato in molti algoritmi dedicati alla stima del contenuto liquido delle nubi e alla stima delle precipitazioni. Infine il canale a 85 GHz è quello più utilizzato per le diverse applicazioni meteorologiche per via della

migliore risoluzione (16x14) km, ma a questa frequenza, le precipitazioni producono sia emissione che diffusione dovuta alle idrometeorie (particelle di ghiaccio o acqua) con un risultato spesso non univoco nella sua interpretazione, specie sulle superfici degli oceani a bassa emissività.

1.3.2 Il radiometro TMI

Il *Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Microwave Imager (TMI)* è un radiometro passivo alle microonde, progettato principalmente per stimare la precipitazione nella fascia di latitudine compresa tra 38° nord e 38° sud. Basato sul radiometro SSM/I, implementa le frequenze 10.7, 19.4, 21.3, 37 e 85.5 GHz, tutte a doppia polarizzazione eccetto il canale 21.3 GHz che è a singola polarizzazione. La presenza aggiuntiva del canale a 10.7 GHz è finalizzata ad individuare meglio gli elevati tassi di precipitazione tipici delle zone tropicali. Sebbene il TMI sia molto simile al SSM/I e non presenti migliorie significative, il satellite TRMM si trova ad un'altitudine di circa 400 km contro gli 860 km dei satelliti DMSP che imbarcano i sensori SSM/I. Ciò rende le immagini telerilevate dal TMI a risoluzione più che doppia rispetto a quelle telerilevate dal SSM/I. Viene citato perché tra i radiometri passivi alle microonde è quello che ha la risoluzione migliore. In **tab 1.2** vengono riportate le informazioni di base sui canali del TMI.

Canale	Frequenza [GHz]	Risoluzione [km]
10 V	10.65	63.2x36.8
10 H	10.65	63.2x36.8
19 V	19.35	30.4x18.4
19 H	19.35	30.4x18.4
21 V	22.235	27.2x18.4
37 V	37.0	16.0x9.2
37 H	37.0	16.0x9.2
85 V	85.5	7.2x4.6
85 H	85.5	7.2x4.6

Tabella 1.2 – Canali del radiometro TMI

1.3.3 Il radiometro AMSU/MHS

L'AMSU è una strumentazione *cross-track* costituita da due radiometri installati a bordo dei satelliti NOAA, a partire dal NOAA-15 nel 1998. Il primo radiometro, l'AMSU-A, realizzato per il sondaggio di temperatura, è costituito da due moduli: l'AMSU-A1 che effettua il telerilevamento nelle frequenze 23.8 GHz, 31.4 GHz e l'AMSU-A2 che effettua il telerilevamento in 13 frequenze di cui una a 89.0 GHz, e 12 nella banda di assorbimento dell'ossigeno a 54 GHz. Per ogni linea di scansione il radiometro effettua 30 telerilevamenti equispaziati di 3.3°, con un'apertura del diagramma d'antenna di 3.33° a -3dB, corrispondente ad una risoluzione di circa 48 km nel sub satellite point (s.s.p.) e circa 150 km nei pixel più esterni.

Il sensore AMSU-B, realizzato per il sondaggio di umidità, effettua il telerilevamento su 5 canali: uno a 89 GHz, uno a 150 GHz e tre nella banda di assorbimento dell'acqua a 183 GHz. Il

radiometro effettua 90 scansioni per linea, equispaziati di 1.1° con risoluzione tripla rispetto a quella dell'AMSU-A. Il sensore MHS sostituisce, a partire dal NOAA-18, l'AMSU-B, ridefinendone alcune caratteristiche ma lasciandone sostanzialmente inalterata la logica. Nelle **tab. 1.3÷1.5** vengono riassunte le caratteristiche più importanti di questi radiometri.

Sebbene l'AMSU nasca e venga utilizzato per effettuare il *retrieval* dei profili verticali di temperatura ed umidità, molte sono le applicazioni in cui i dati telerilevati da questo strumento vengono utilizzati per la stima della precipitazione. Questa rappresenta infatti un “disturbo” al sondaggio della temperatura/umidità, che viene misurato sfruttando il diverso effetto prodotto delle gocce liquide o dei cristalli di ghiaccio nelle diverse frequenze.

Canale	Frequenza [MHz]	NEAT [K]	Polarizzazione
1	23,800	0.30	Verticale
2	31,400	0.30	Verticale
3	50,300	0.40	Verticale
4	52,800	0.25	Verticale
5	53,596±115	0.25	Orizzontale
6	54,400	0.25	Orizzontale
7	54,940	0.25	Verticale
8	55,500	0.25	Orizzontale
9	$f_0=57,290.344$	0.25	Orizzontale
10	$f_0\pm 217$	0.40	Orizzontale
11	$f_0\pm 322.2\pm 48$	0.40	Orizzontale
12	$f_0\pm 322.2\pm 22$	0.60	Orizzontale
13	$f_0\pm 322.2\pm 10$	0.80	Orizzontale
14	$f_0\pm 322.2\pm 4.5$	1.20	Orizzontale
15	89,000	0.50	Verticale

Tabella 1.3 – Canali del radiometro AMSU-A

Canale	Frequenza [MHz]	NEAT [K]	Polarizzazione
16	89.0±0.9	0.37	Verticale
17	150.0±0.9	0.84	Verticale
18	183.31±1.00	1.06	Verticale
19	183.31±3.00	0.70	Verticale
20	183.31±7.00	0.60	Verticale

Tabella 1.4 – Canali del radiometro AMSU-A

Canale	Frequenza [MHz]	NEAT [K]	Polarizzazione
H1	89.0	0.22	Verticale
H2	157.0	0.34	Verticale
H3	183.31±1.0	0.51	Orizzontale
H4	183.31±3.0	0.40	Orizzontale
H5	190.311	0.46	Verticale

Tabella 1.5 – Canali del radiometro MHS

1.4 La radiazione termica

Tutta la materia irradia energia termica secondo la propria temperatura e le proprie caratteristiche fisiche. Quando un radiometro dallo spazio effettua un'osservazione della terra, la quantità di energia che riceve dipende dai diversi contributi forniti, all'interno del relativo campo di vista, sia dai vari costituenti atmosferici che dalla superficie terrestre. La grandezza generalmente utilizzata per descrivere la quantità di radiazione termica emessa da una sorgente è la *brillanza* o *radianza spettrale*. La brillanza spettrale è l'energia irradiata da un corpo in una data direzione per unità di angolo solido, unità di frequenza e unità di superficie proiettata sul piano normale alla direzione di emissione.

La brillanza spettrale di un *corpo nero*¹ $B(\nu, T)$ è una funzione della frequenza ν e della relativa temperatura fisica T e ed è data dalla legge di Planck:

$$B(\nu, T) = \frac{2h\nu^3}{c^2 \left(e^{h\nu/kT} - 1 \right)} \quad (1.2)$$

In cui h è la costante di Planck, c è la velocità della luce e k la costante di Boltzmann. Per i corpi a temperatura ambiente, nelle frequenze delle microonde, fintanto che la lunghezza d'onda $\lambda \geq 0.3$ mm, cioè per frequenze $\nu \leq 1000$ GHz è possibile ricorrere all'approssimazione di Rayleigh-Jeans (Pierdicca, 2003):

$$B(\nu, T) \approx \frac{2kT}{\lambda^2} \quad (1.3)$$

con λ lunghezza d'onda associata alla frequenza ν . Per un corpo nero, nota la brillanza spettrale è possibile determinare la temperatura fisica risolvendo l'equazione precedente rispetto a T :

$$T \approx \frac{B(\nu, T)\lambda^2}{2kT} \quad (1.4)$$

Diversamente dei corpi neri, i corpi reali o *corpi grigi* non assorbono tutta l'energia incidente su di loro ma ne riflettono una parte, quindi la brillanza spettrale intrinseca di un corpo grigio non è uguale a quella di un corpo nero che si trovi alle stesse condizioni, ma è generalmente inferiore. Per un corpo grigio abbiamo:

$$B(\nu, T) \approx \varepsilon \frac{2kT}{\lambda^2} \quad (1.5)$$

in cui ε è definita *emissività di un corpo grigio* e vale $0 < \varepsilon < 1$. La precedente equazione può essere riscritta come:

$$B(\nu, T) \approx \frac{2k}{\lambda^2} \varepsilon T = \frac{2k}{\lambda^2} T_B \quad (1.6)$$

¹ Un *corpo nero* è un corpo ideale che assorbe tutta la radiazione incidente in tutto lo spettro di frequenze senza riflettere nulla.

avendo introdotto la *temperatura di brillantezza* T_B definita come la temperatura di un corpo nero che irradia la stessa brillantezza spettrale irradiata dal corpo grigio. La temperatura di brillantezza risulterà pertanto sempre inferiore alla temperatura reale, ovvero una superficie reale dal punto di vista radiativo è sempre più “fredda” di quanto non sia la sua temperatura fisica. Solo il corpo nero, che è un emettitore perfetto avendo $\varepsilon = 1$, ha una T_B coincidente con la temperatura fisica.

Un'altra grandezza utile per descrivere le proprietà di un corpo grigio è la sua riflettività ρ , definita come la frazione di energia incidente che viene riflessa, pertanto $\varepsilon + \rho = 1$ e per un corpo nero quindi $\rho = 0$.

1.5 Interazione delle microonde con i costituenti atmosferici

L'interazione fra un'onda elettromagnetica ed i costituenti atmosferici può essere suddivisa in due categorie principali, la prima comprende i processi di assorbimento ed emissione legati ai gas atmosferici mentre la seconda comprende i processi di estinzione, sia per assorbimento che per scattering, e di emissione legati alle idrometeore.

1.5.1 Interazione delle microonde con i gas atmosferici

Nello spettro delle microonde, l'ossigeno ed il vapor acqueo sono gli unici costituenti tra tutti i diversi gas atmosferici della terra che mostrano delle bande di assorbimento significative al di sotto della stratopausa.

La *fig. 1.1* mostra l'opacità dello spettro elettromagnetico alle microonde per un radiometro che osservasse la Terra dallo spazio al nadir, in condizioni di cielo chiaro.

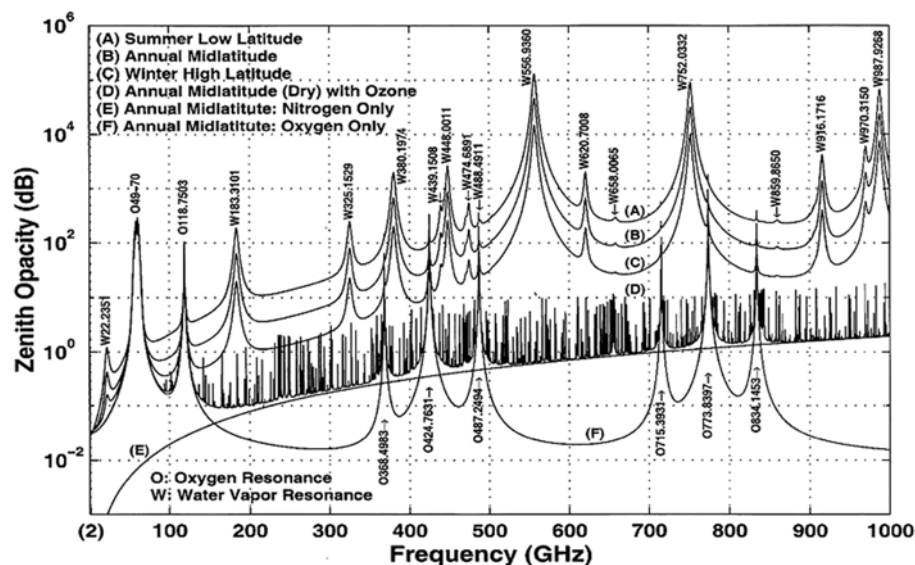


Figura 1.1 – Opacità atmosferica per un'osservazione al nadir nello spettro millimetrico e submillimetrico (Klein e Gasiewski, 2000)

L'opacità dell'atmosfera τ_θ è definita come lo spessore ottico dell'intera atmosfera lungo un percorso che formi un angolo θ con la verticale alla superficie terrestre ed è definito come:

$$\tau_\theta = \int_0^\infty k_a(z) \sec \theta dz \quad (1.7)$$

in cui $k_a(z)$ sono i coefficienti di assorbimento atmosferici e z è l'altitudine. Dalla fig. 1.1 è possibile notare, in corrispondenza dei massimi delle curve, che nell'intervallo di frequenze (10÷500) GHz l'ossigeno e il vapor d'acqua hanno diverse bande di assorbimento.

1.5.2 Interazione delle microonde con le idrometeore

Le idrometeore sono particelle d'acqua liquida o ghiacciata, sia in sospensione nell'atmosfera, che in precipitazione o in ascensione, e comprendono, a titolo esemplificativo, le goccioline d'acqua o i cristalli di ghiaccio che formano le nubi, le gocce d'acqua della pioggia, la neve, il *graupel* e la grandine.

Le idrometeore interagiscono con le microonde sia mediante processi di assorbimento che mediante processi di scattering (o diffusione) che complessivamente sono noti come processi di estinzione della radiazione. Quando una radiazione elettromagnetica incide su un'idrometeora una frazione dell'energia incidente verrà assorbita mentre la frazione restante verrà diffusa in tutte le direzioni. Ovviamente, per quanto spiegato precedentemente, insieme ai processi di estinzione sono sempre presenti i processi di emissione.

Considerando per semplicità una singola particella sferica di raggio r , dati la densità di potenza dell'onda incidente S_i e la potenza diffusa P_s è possibile definire la *sezione d'urto di scattering* Q_s come il rapporto:

$$Q_s = \frac{P_s}{S_i} \quad (1.8)$$

È possibile allora definire i *coefficienti di scattering* ξ_s come rapporto tra la sezione d'urto di scattering Q_s e la sezione fisica dell'idrometeora:

$$\xi_s = \frac{Q_s}{\pi r^2} \quad (1.9)$$

Analogamente a quanto fatto per lo scattering, è possibile definire una *sezione d'urto di assorbimento* Q_a ed un *coefficiente di assorbimento* ξ_a

$$Q_a = \frac{P_a}{S_i} \quad (1.10)$$

$$\xi_a = \frac{Q_a}{\pi r^2} \quad (1.11)$$

avendo definito la potenza assorbita P_a . Possiamo infine definire la potenza totale rimossa dall'onda incidente P_e come somma dei due termini P_s e P_a e le corrispondenti sezione d'urto di estinzione Q_e e *coefficiente di estinzione* ξ_e :

$$Q_e = Q_a + Q_s \quad (1.12)$$

$$\xi_e = \xi_a + \xi_s \quad (1.13)$$

Nell'approssimazione di particelle sferiche con dimensioni paragonabili alla lunghezza d'onda dell'onda incidente, è possibile calcolare i coefficienti di scattering con la teoria di Mie. Il calcolo dello scattering e dell'assorbimento da parte di particelle non sferiche è ovviamente più complicato ma può essere risolto, sempre in modo approssimato, utilizzando ad esempio l'approssimazione Discreta di Dipolo (Draine et al., 2005). Le sezioni d'urto introdotte precedentemente sono funzioni della massa, della geometria, della costante dielettrica, dell'orientamento, della frequenza e della polarizzazione. La costante dielettrica è a sua volta funzione della temperatura e della frequenza e può essere calcolata sia per le idrometeore d'acqua (Liebe et al, 1991) che per quelle di ghiaccio (Hufford, 1991).

I coefficienti di scattering e di assorbimento calcolati per una singola particella possono essere utilizzati per calcolare i coefficienti di scattering e di assorbimento totali di un volume. Dato un volume di idrometeore di acqua o di ghiaccio, nell'ipotesi in cui le particelle siano distribuite a caso in modo che i campi diffusi da queste particelle non siano tra loro coerenti, la sezione d'urto di scattering totale può essere ottenuta come semplice somma delle sezioni d'urto di scattering delle singole idrometeore contenute nel volume stesso. In questo modo è possibile calcolare il coefficiente di scattering per unità di volume come:

$$k_s = \int_{r_1}^{r_2} p(r) Q_s(r) dr \quad (1.14)$$

dove $p(r)$ è la *drop-size distribution* che descrive il numero di particelle in funzione del relativo raggio all'interno del volume considerato. Ugualmente è possibile definire i coefficiente di assorbimento e di estinzione:

$$k_a = \int_{r_1}^{r_2} p(r) Q_a(r) dr \quad (1.15)$$

$$k_e = \int_{r_1}^{r_2} p(r) Q_e(r) dr \quad (1.16)$$

I parametri così calcolati possono quindi essere utilizzati per il calcolo del trasferimento radiativo, come verrà mostrato, a livello puramente qualitativo, nel prossimo paragrafo.

1.5.3 Il trasferimento radiativo

Si consideri per iniziare un'atmosfera senza idrometeore: in questo caso la temperatura di brillantezza misurata da un radiometro che osservi la terra dallo spazio può essere divisa, con riferimento alla *fig. 1.2*, in quattro componenti:

- T_a , la temperatura di brillantezza dovuta alla radiazione emessa dai gas atmosferici direttamente verso lo spazio;
- T_b , la temperatura di brillantezza dovuta radiazione emessa dalla superficie verso lo spazio;
- T_c , la temperatura di brillantezza dovuta alla radiazione emessa dai gas atmosferici verso la superficie e da questa riflessa verso lo spazio;
- T_d , la temperatura di brillantezza dovuta alla radiazione del fondo cosmico che attraversa l'atmosfera e viene riflessa dalla superficie verso lo spazio.

La radiazione termica può quindi subire processi di attenuazione per assorbimento o essere riflessa della superficie prima di giungere al radiometro. La temperatura di brillantezza osservata è quindi una funzione di molte variabili quali i profili atmosferici di temperatura e di vapor d'acqua, l'emissività della superficie (in funzione dell'angolo zenitale del satellite φ) e i coefficienti di assorbimento dei gas atmosferici (in funzione dell'altitudine z).

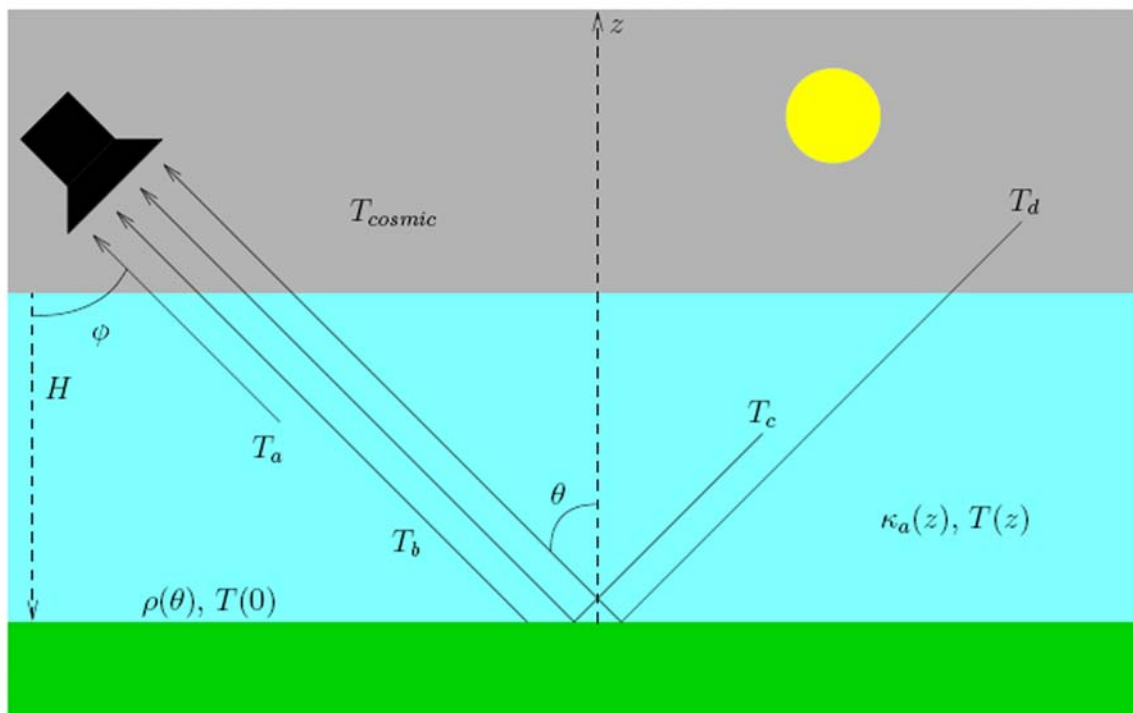


Figura 1.2 - Componenti principali dell'equazione del trasferimento radiativo (Notare che $\varphi \neq \theta$ per la curvatura della superficie terrestre)

Dati i coefficienti di assorbimento atmosferici $k_a(z)$, la riflettività della superficie $\rho(\theta)$, l'altitudine del satellite H , la temperatura del fondo cosmico T_{cosmic} , e l'angolo zenitale del satellite θ , le diverse

componenti della temperatura di brillantezza precedentemente elencate possono essere calcolate, assumendo una riflessione speculare della superficie, come segue:

$$T_a = \sec \theta \int_{z_0}^H T(z') k_a(z') e^{-\tau(z', H) \sec \theta} dz' \quad (1.17)$$

$$T_b = [1 - \rho(\theta)] T(z_0) e^{-\tau(z_0, H) \sec \theta} \quad (1.18)$$

$$T_c = \rho(\theta) \sec(\theta) e^{-\tau(z_0, H) \sec \theta} \int_{z_0}^{\infty} T(z') k_a(z') e^{-\tau(z_0, z') \sec \theta} dz' \quad (1.19)$$

$$T_d = \rho(\theta) T_{cosmic} e^{-2\tau(z_0, H) \sec \theta} \quad (1.20)$$

in cui z_0 è l'altitudine della superficie e $\tau(z_1, z_2)$ è lo spessore ottico fra le quote z_1 e z_2 definito come:

$$\tau(z_1, z_2) = \int_{z_1}^{z_2} k_a(z) dz \quad (1.21)$$

La temperatura di brillantezza TB misurata dal radiometro è quindi la somma dei quattro termini T_a , T_b , T_c e T_d :

$$\begin{aligned} TB &= \sec \theta \int_{z_0}^H T(z') k_a(z') e^{-\tau(z', H) \sec \theta} dz' \\ &+ [1 - \rho(\theta)] T(z_0) e^{-\tau(z_0, H) \sec \theta} \\ &+ \rho(\theta) \sec(\theta) e^{-\tau(z_0, H) \sec \theta} \int_{z_0}^{\infty} T(z') k_a(z') e^{-\tau(z_0, z') \sec \theta} dz' \\ &+ \rho(\theta) T_{cosmic} e^{-2\tau(z_0, H) \sec \theta} \end{aligned} \quad (1.22)$$

Assumendo trascurabile il contributo della radiazione termica al di sopra dell'altitudine H nel termine T_c , la precedente può essere riscritta come:

$$T_B = \int_{z_0}^H T(z') W(z') dz' + [1 - \rho(\theta)] \cdot T(z_0) e^{-\tau(z_0, H) \sec \theta} + \rho(\theta) T_{cosmic} e^{-2\tau(z_0, H) \sec \theta} \quad (1.23)$$

in cui $W(z)$, definita *funzione peso*, è data da:

$$W(z) = k_a(z) \sec \theta \left[e^{-\tau(z, H) \sec \theta} + \rho(\theta) e^{-\tau(z_0, H) \sec \theta} e^{-\tau(z_0, z) \sec \theta} \right] \quad (1.24)$$

L'eq 1.22 indica che in un corpo, la variazione dell'energia termica irradiata con la temperatura fisica è lineare, cioè la temperatura di brillantezza può essere espressa come integrale lineare nel campo di visibilità del sensore (IFOV) delle temperature fisiche dei corpi, i cui segnali irradiati sono non correlati e sovrapposti (Ulaby et al., 1981).

Se si introduce ora la presenza di idrometeorie è necessario valutare anche i processi di scattering. Il calcolo del trasferimento radiativo in questo caso si complica notevolmente, ma è possibile renderlo più semplice osservando che sia le nubi che le celle di precipitazione hanno generalmente delle dimensioni orizzontali grandi se confrontate con quelle verticali: per questo motivo è

possibile ricorrere all'approssimazione di un'atmosfera piano-parallela, come schematizzato in **fig. 1.3**, per il calcolo delle temperature di brillantezza. La radiazione che attraversa uno strato di atmosfera di spessore infinitesimale dz può subire una variazione della propria brillantezza spettrale dL per tre possibili processi: estinzione, scattering multiplo o emissione. L'equazione generale del trasferimento radiativo in questo caso può quindi essere scritta come:

$$\frac{dL(z; \mu, \psi)}{dz / \mu} = -k_e L(z; \mu, \psi) + k_s \int_0^{2\pi-1} \int_{-1}^1 L(z; \mu', \psi') \frac{P(\mu, \psi, \mu', \psi')}{4\pi} d\mu' d\psi' + k_a B(T) \quad (1.25)$$

dove $\mu = \cos\theta$, ψ è l'angolo azimutale, k_a , k_s e k_e sono i coefficienti precedentemente introdotti, rispettivamente di assorbimento, scattering ed estinzione, $B(T)$ è la brillantezza spettrale di corpo nero, $P(\mu, \psi, \mu', \psi')$ è una funzione di fase che definisce la direzione della radiazione uscente definita dalle coordinate (μ', ψ') rispetto alla direzione della radiazione entrante definita dalle coordinate (μ, ψ) .

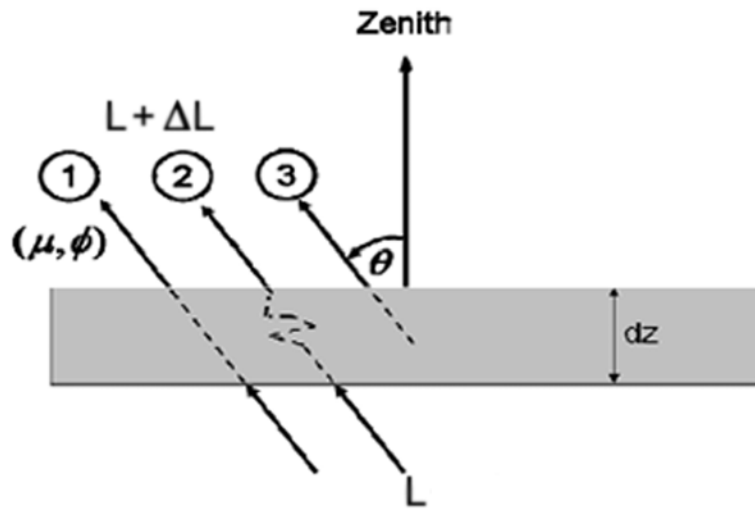


Figura 1.3 – Geometria di un'atmosfera piano-parallela

Definendo l'albedo di singolo scattering $\omega = k_s/k_e$ e lo spessore ottico elementare $d\tau = k_e dz$ abbiamo:

$$\mu \frac{dL(z; \mu, \psi)}{k_e dz} = -L(z; \mu, \psi) + \frac{\omega}{4\pi} \int_0^{2\pi-1} \int_{-1}^1 L(z; \mu', \psi') P(\mu, \psi, \mu', \psi') d\mu' d\psi' + (1 - \omega) B(T) \quad (1.26)$$

$$-\mu \frac{dL(z; \mu, \psi)}{d\tau} = -L(\tau; \mu, \psi) + \frac{\omega}{4\pi} \int_0^{2\pi-1} \int_{-1}^1 L(\tau; \mu', \psi') P(\mu, \psi, \mu', \psi') d\mu' d\psi' + (1 - \omega) B(T) \quad (1.27)$$

passando infine alla temperatura di brillantezza e alla temperatura fisica rispettivamente per la brillantezza spettrale e per la brillantezza spettrale di corpo nero abbiamo:

$$-\mu \frac{dT_B(z; \mu, \psi)}{d\tau} = -T_B(\tau; \mu, \psi) + \frac{\omega}{4\pi} \int_0^{2\pi-1} \int_{-1}^1 T_B(\tau; \mu', \psi') P(\mu, \psi, \mu', \psi') d\mu' d\psi' + (1 - \omega) T \quad (1.28)$$

Omettiamo la soluzione dell'equazione precedente che risulta matematicamente laboriosa ed esula dallo scopo di questo lavoro, ma che può essere risolta in diversi modi (Lenoble, 1985).

1.5.4 Le funzioni peso e il sondaggio di umidità e temperatura

Due fattori molto importanti per le dinamiche e le previsioni meteorologiche sono i profili verticali di umidità e di temperatura. La presenza di alcune frequenze di risonanza del vapor d'acqua e dell'ossigeno nello spettro delle microonde, nell'intervallo (10÷500) GHz, è la causa dei picchi di assorbimento presenti in fig. 1.1 e già evidenziati nel paragrafo 1.5.1. Ad un radiometro che osservasse la terra dallo spazio a queste frequenze pertanto l'atmosfera risulterebbe non trasparente e l'informazione radiometrica giungerebbe non dalla superficie terrestre, ma da una zona dell'atmosfera posta ad una determinata quota. La definizione matematica di questa quota è data dalla funzione peso della frequenza osservata, precedentemente introdotta nell'eq. 1.24, che viene utilizzata per caratterizzare il modo in cui la trasmissività di un gas cambia in funzione dell'altitudine. Per ogni frequenza, la funzione peso di una specie gassosa presenta generalmente un massimo in funzione dell'altitudine in corrispondenza del quale si ha il massimo assorbimento atmosferico: ciò consente di identificare, per ogni frequenza, quali siano gli strati atmosferici che hanno fornito il maggior contributo al segnale telerilevato da satellite.

La conoscenza esatta delle funzioni peso in condizioni di cielo chiaro è un problema non ancora risolto. Inoltre per una data frequenza, a parità di condizioni atmosferiche, l'altitudine del massimo aumenta all'aumentare dell'angolo d'osservazione, per via del maggior percorso ottico che si ha per angoli che si scostano dal nadir. In **fig. 1.4** vengono mostrate le funzioni peso per il sensore AMSU per un'osservazione al nadir, calcolate mediante un modello di trasferimento radiativo per un'atmosfera tropicale (Karbou, 2004).

Se il campo d'osservazione non è in condizioni di cielo chiaro la determinazione delle funzioni peso diviene praticamente impossibile, perché queste tendono a deformarsi: in particolare quelle i cui massimi si trovino ad altitudini inferiori a quelle delle nubi tendono a "schiacciarsi" sugli strati più alti della nubi stesse.

Con riferimento alla fig. 1.1, effettuare un sondaggio atmosferico significa osservare l'atmosfera sia nella frequenza centrale di una banda di assorbimento, che in altre frequenze che se ne discostino progressivamente, avvicinandosi alle zone della banda più trasparenti. Risulta in questo modo evidente che la radiazione in corrispondenza della frequenza centrale di una banda di assorbimento giungerà dagli strati atmosferici più elevati, mentre quelle provenienti dalle frequenze più periferiche dalla banda giungeranno dagli strati atmosferici più bassi. In questo modo è possibile sostanzialmente ottenere un profilo, almeno a livello teorico, dell'atmosfera. Ovviamente analizzando le frequenze a cavallo di una banda di assorbimento dell'acqua si avranno informazioni sui profili verticali di umidità mentre osservando le frequenze intorno ad una banda di assorbimento dell'ossigeno, un costituente atmosferico dal profilo verticale lentamente variabile in atmosfera, si avranno informazioni sul profilo verticale di temperatura.

Risulta evidente che la scelta delle frequenze per effettuare il sondaggio di una grandezza fisica (come la temperatura o l'umidità atmosferica) è realizzata sulla base delle relative funzioni peso,

con particolare attenzione alla quota dei massimi e alle relative larghezze. Infatti, effettuare misure ad una data frequenza la cui funzione peso ammette un massimo ad una determinata altitudine, significa sondare in modo preferenziale i parametri atmosferici relativi a quella stessa altitudine.

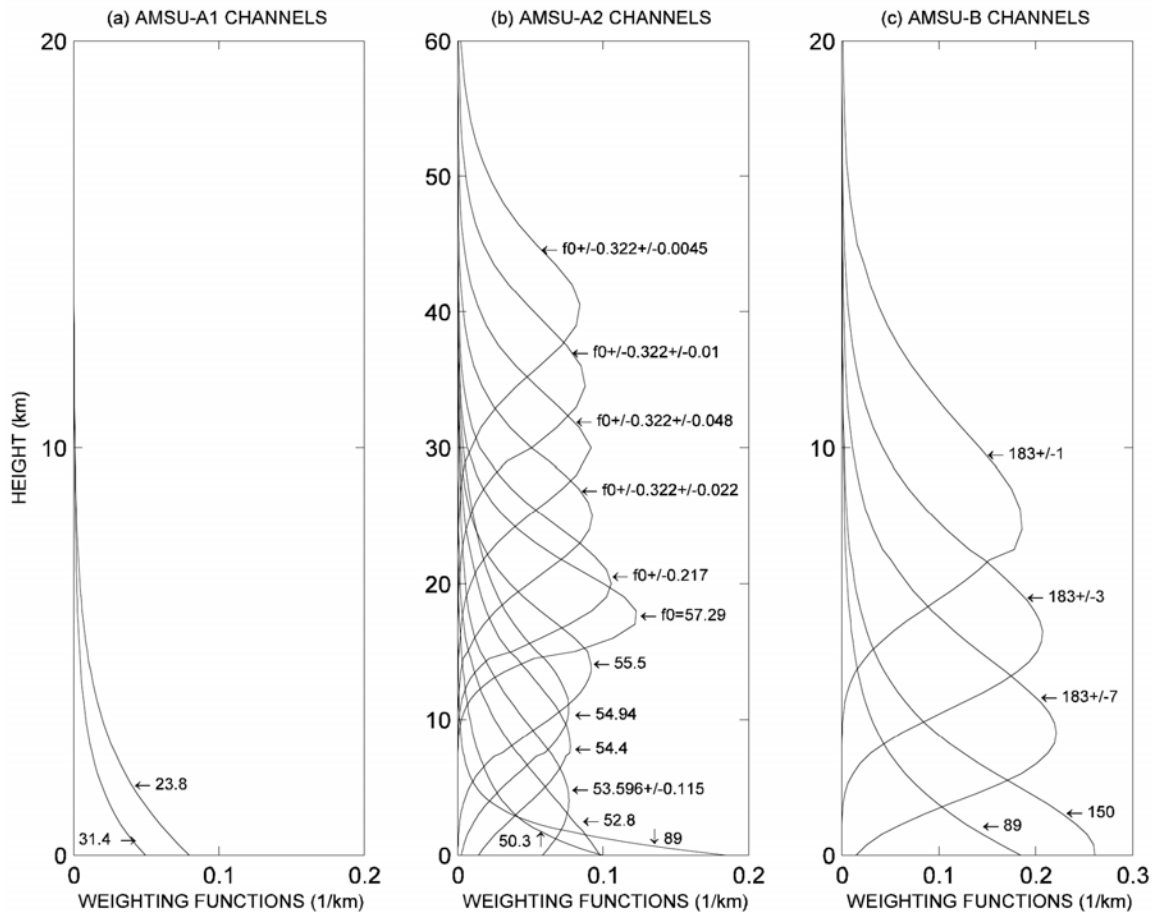


Figura 1.4 – Funzioni peso del sensore AMSU

Capitolo 2 - Satellite geostazionario ad onde millimetriche e submillimetriche

2.1 Quadro generale

La radiometria passiva nelle frequenze dell'infrarosso e del visibile sta facendo grossi progressi, consentendo ad esempio con il radiometro SEVIRI a bordo del satellite MSG a partire dal 2002, una scansione del disco terrestre con frequenza temporale di 15 minuti, su 12 frequenze spettrali con risoluzione di 3 km per l'infrarosso e 1 km per il visibile. Nonostante ciò la radiometria infrarossa/visibile, ha il forte limite di non consentire l'osservazione al di sotto dello strato nuvoloso, rendendo di fatto quasi impossibile la stima sia delle precipitazioni che dei profili verticali di temperatura e di umidità in condizioni di cielo non chiaro.

Per superare questo limite è possibile, come già mostrato nel capitolo precedente, ricorrere all'osservazione alle microonde. Purtroppo però sino ad oggi gli unici satelliti messi in orbita con strumentazione per questo tipo di telerilevamento sono i satelliti ad orbita LEO caratterizzati da forti limitazioni per le applicazioni meteorologiche operative e per questo relegati principalmente a scopi di ricerca. Le principali limitazioni sono costituite dalla ridotta frequenza di osservazione della superficie e dell'atmosfera terrestre. La *swath* di scansione è infatti di circa 2000 km, decisamente ristretta se confrontata con quella del satellite GEO che copre l'intero disco terrestre. Inoltre la maggior parte dei satelliti LEO sono satelliti ad orbita polare, che attraversano uno stesso polo con una buona frequenza temporale ma che sorvolano una stessa zona a basse latitudini con frequenza temporale in alcuni casi solo giornaliera. Ciò comporta complessivamente che una zona a medie latitudini venga osservata da uno stesso satellite circa due volte al giorno, non permettendo quindi un monitoraggio continuo ed efficace.

Sebbene risulti evidente la necessità di superare le limitazioni imposte dai satelliti LEO, le capacità tecnologiche e il rapporto costi/benefici hanno finora impedito di installare un radiometro MW su un satellite GEO.

2.2 Genesi e sviluppo del progetto

Le prime idee circa la possibilità di realizzare un satellite geostazionario per il sondaggio alle microonde nascono negli Stati Uniti e risalgono al 1978 (Staelin e Rosenkranz, 1978). In Europa le stesse idee prendono corpo nella definizione dei requisiti per il MSG con uno studio industriale del

1988 che segue uno studio preliminare del 1985 (Chedin et al., 1985). Questi studi mostrarono però che l'iniziativa era ancora prematura a causa dello stato dell'arte non sufficientemente avanzato nella realizzazione sia dei radiometri che delle antenne. Queste ultime in particolare, per una risoluzione accettabile delle immagini telerilevate, dovrebbero avere delle dimensioni proibitive per un satellite GEO. Per avere un'idea del problema si consideri che un satellite GEO si trova a circa 36.000 km dalla Terra, cioè ad una distanza di circa 40 volte quella di un satellite LEO e che la risoluzione è inversamente proporzionale alla distanza. Con riferimento a quanto mostrato dalle tab. 1.1-1.2 del precedente capitolo, la risoluzione dei dati telerilevati alle MW da un satellite LEO che orbita a circa 800 km di altitudine è, nella migliore delle ipotesi, di circa 15 km. Risulta quindi evidente che la risoluzione che si avrebbe con un sensore alle MW posto a bordo di un satellite geostazionario sarebbe decisamente scarsa, specie se confrontata con la risoluzione consentita dall'osservazione nell'IR/visibile.

Una svolta significativa al problema si ebbe nei primi anni '90 quando alcune considerazioni sulla possibilità di utilizzare le onde submillimetriche (cioè maggiori di 300GHz) sia per il sondaggio di umidità e temperatura che per la stima delle precipitazioni mostrarono la possibilità di un approccio alternativo al problema delle dimensioni dell'antenna (Gasiewski, 1992): le onde submillimetriche consentono infatti, a parità di dimensione dell'antenna, una maggior risoluzione dell'immagine telerilevata.

L'introduzione delle onde submillimetriche nel problema del telerilevamento ha aperto nuovi scenari che hanno indotto prima gli Stati Uniti e successivamente l'Europa a riconsiderare l'idea di una satellite GEO per il sondaggio alle microonde. Negli Stati Uniti il *Geosynchronous Microwave Sounder Working Group* ha elaborato uno studio per il NOAA/*National Environmental Satellite, Data, and Information Service* (NESDIS) nel 1997 (Staelin et al. 1997) che ha portato alla creazione del progetto *Geostationary Microwave Observatory* (GEM) nel 1998 (Staelin et al. 1998) che da circa 10 anni si sta occupando di studiare e risolvere le diverse problematiche connesse alla creazione di un satellite GEO alle microonde.

Analogamente, in Europa è stata preparata per EUMETSAT nel 2000 (Bizzarri, 2000), un'analisi delle problematiche scientifiche e tecnologiche connesse allo sviluppo di una piattaforma geostazionaria dedicata esclusivamente all'osservazione nelle MW, e delle possibili soluzioni, che hanno portato alla creazione di una proposta da parte del *Geostationary Observatory for Microwave Atmospheric Sounding* (GOMAS) presentata nel 2002 alla *European Space Agency* (ESA) fra le proposte relative all'*Earth Explorer Opportunity Missions*. Successivamente al rifiuto dell'ESA, l'*International Geostationary Laboratory* (IGeoLab), un gruppo di lavoro internazionale sorto con lo scopo di preparare ed organizzare missioni dimostrative per nuove strumentazioni su orbite geostazionarie, si è posto come obiettivo principale, all'interno del *Focus Group Meeting* di Geneva del 29 Agosto 2006, quello di individuare un'agenzia spaziale che si faccia carico di realizzare il progetto. A fine 2007 l'unico ente che ha mostrato un serio e concreto interesse è il

governo Cinese che appare interessato a realizzare il progetto mettendo a disposizione la piattaforma satellitare costituita dalla nuova generazione di satelliti FY-4 che si trovano tuttavia ancora in fase di sviluppo circa la definizione degli obiettivi e degli strumenti.

2.3 Caratteristiche dello strumento

La proposta GOMAS, che si basa in larga misura sui risultati conseguiti da GEM, è stata elaborata da un gruppo di 40 persone differenti tra europei e statunitensi (Bizzarri et al., 2002) e contiene la definizione delle caratteristiche strumentali, degli aspetti scientifici e tecnologici, degli *user requirements* e dello stato dell'arte cui faremo riferimento in questo lavoro.

2.3.1 Dimensione dell'antenna

La differenza più rilevante tra GOMAS e GEM è legata al maggior valor medio della latitudine europea rispetto a quella statunitense. Questo comporta la necessità per GOMAS, di realizzare un sensore con maggior risoluzione rispetto a quella stabilita per GEM. L'obiettivo che si è imposto il progetto GOMAS è di una risoluzione pari a 10 km nel s.s.p. che può essere raggiunto, con riferimento al canale 425 GHz, mediante un'antenna di 3 m a fronte di una risoluzione di 16 km con un'antenna di 2 m stabilita da GEM. La limitazione imposta da GEM è inoltre dovuta alla compatibilità dell'antenna con la piattaforma *Geostationary Operational Environmental Satellites - R* (GOES-R) mentre nel progetto GOMAS è prevista una piattaforma dedicata. La **tab. 2.1** mostra la risoluzione realizzabile da GEO alle frequenze millimetriche e submillimetriche stabilite da GOMAS/GEM per diversi diametri dell'antenna (Bizzarri, 2004). In questo lavoro faremo riferimento alle scelte effettuate nei progetti GOMAS e GEM preferendo il primo laddove questo si discosti da GEM, pertanto le risoluzioni che utilizzeremo nel prosieguo sono quelle corrispondenti ad un antenna di 3 m di diametro.

<i>Antenna Ø</i>	<i>54 GHz</i>	<i>118 GHz</i>	<i>183 GHz</i>	<i>380 GHz</i>	<i>425 GHz</i>
1 m	242 km	112 km	73 km	35 km	31 km
2 m	121 km	56 km	36 km	18 km	16 km
3 m	81 km	37 km	24 km	12 km	10 km
4 m	60 km	28 km	18 km	8.8 km	7.8 km

Tabella 2.1 – Risoluzione al s.s.p. in funzione della frequenza e del diametro dell'antenna

2.3.2 Selezione delle bande

Per raggiungere l'obiettivo di una risoluzione di 10 km al s.s.p, il progetto GOMAS ha stabilito la necessità di implementare la banda ad alta frequenza di 425 GHz (submillimetrico). Questa frequenza però non solo non consente l'osservazione degli strati più bassi della troposfera a causa

del *continuo del vapor d'acqua* ma risulta poco sensibile alla fase liquida delle idrometeore, pertanto è necessario utilizzare contestualmente le frequenze di assorbimento più basse, anche se a risoluzione inferiore.

La frequenza più bassa prevista nel progetto GOMAS è a 54 GHz, che consente il sondaggio di temperatura in tutta la troposfera ed è molto importante perché particolarmente sensibile all'acqua in fase liquida. Ciò rende il canale a 54 GHz fondamentale sia per la stima delle precipitazioni che per determinare la struttura verticale dell'atmosfera: il sensore AMSU-A che implementa questo canale viene infatti utilizzato sia per il *retrieval* dei profili verticali di temperatura che per la stima delle precipitazioni quasi in tutte le condizioni meteorologiche. Questo canale ha purtroppo il problema di una risoluzione molto limitata (soli 81 km al s.s.p.), problema che è all'origine della scelta di implementare altre bande per il sondaggio di temperatura.

Muovendosi verso le frequenze più alte, la banda di assorbimento successiva è a circa 118 GHz ed è ancora una banda di assorbimento dell'ossigeno, con una risoluzione al s.s.p. di 37 km. Anche questo canale riesce ad osservare bene la bassa troposfera, ma la sua sensibilità all'acqua in fase liquida diminuisce mentre aumenta quella della fase ghiacciata. Il canale a 118 GHz è anche particolarmente sensibile alle variazioni delle dimensioni delle idrometeore e consente, in accoppiata al canale a 54 GHz di derivare le proprietà microfisiche delle nubi correlate alla precipitazione.

La banda di assorbimento successiva è relativa al vapore d'acqua, si trova a 183 GHz ed è usata dai sensori AMSU-B e MHS per il sondaggio dell'umidità dai satelliti NOAA a partire dal NOAA 15. Rispetto alla banda precedente, questa è ancor meno sensibile alla fase liquida dell'acqua mentre aumenta la sensibilità alla fase ghiacciata. Queste caratteristiche aiutano sia nella conoscenza del profilo verticale del vapor d'acqua che nella caratterizzazione dell'atmosfera e conseguentemente nella stima delle precipitazioni.

Una seconda banda di assorbimento del vapor d'acqua si trova nel submillimetrico, a 380 GHz che viene pertanto utilizzata, in accoppiata con la banda precedente, per la determinazione del profilo verticale di umidità. Questa banda, rispetto alla precedente, non consente l'osservazione della bassa troposfera a causa del *continuo del vapor d'acqua*, ma possiede una maggior sensibilità alle idrometeore che formano le nubi che pertanto perdono, almeno in parte, la loro trasparenza. Questa caratteristica, sebbene renda il telerilevamento meno adatto al *retrieval* in ogni condizione meteorologica ha comunque il vantaggio di descrivere meglio la microfisica delle nubi aiutando molto la caratterizzazione della atmosfera e la stima delle precipitazioni.

L'ultimo canale selezionato per il progetto GOMAS, come già accennato all'inizio del paragrafo, si trova a 425 GHz, è una banda di assorbimento dell'ossigeno ed è pertanto utilizzato, insieme ai canali a 54 GHz e a 118 GHz per la determinazione del profilo verticale della temperatura. La sua sensibilità alla microfisica delle nubi lo rende particolarmente adatto alla descrizione dell'atmosfera anche se la capacità di osservare la bassa troposfera diminuisce ulteriormente

rispetto a quella della banda precedente. Questo canale è stato selezionato perché ha la maggior risoluzione fra tutti i canali GOMAS e consente di rispettare gli *user requirements* che il progetto stesso si è imposto .

2.3.3 Selezione dei canali e caratteristiche radiometriche

Mentre la scelta della dimensione dell'antenna e delle bande selezionate è stata guidata dal problema della risoluzione spaziale, la scelta dei singoli canali, delle relative larghezze, e quindi delle caratteristiche radiometriche è legata alla necessità di ottenere i profili di umidità e temperatura particolarmente accurati nelle diverse bande. Questo perché l'obiettivo principale della missione GOMAS è la stima delle precipitazioni che può avvenire proprio sfruttando l'informazione sui profili verticali. Il tipo di fase delle idrometeorie (liquida o ghiacciata), la loro distribuzione in funzione dalla dimensione e dell'altitudine, nonché la forma e il tipo di cristallo di ghiaccio, producono effetti differenti nelle differenti bande a seconda delle caratteristiche radiometriche dei canali. Osservando quindi le variazioni simultanee nelle diverse bande è possibile pertanto non solo osservare la variazione dei profili verticali, ma anche valutare alcune caratteristiche microfisiche e dedurre l'eventuale precipitazione associata. Questo metodo di stima della precipitazione, la cui analisi dettagliata esula dallo scopo di questa ricerca, ha portato come conseguenza la selezione dei canali e del loro numero in ogni banda (da 6 ad 11), delle relative larghezza di banda ($<1\%$) e accuratezza radiometrica ($SNR \geq 100$), necessari per avere una determinazione sufficientemente accurata dei profili e della precipitazione.

L'accuratezza radiometrica richiesta per il sondaggio e le larghezze di banda sono state selezionate anche tenendo conto del ciclo d'osservazione richiesto che al momento è fissato a 15 minuti. Studi preliminari hanno mostrato che la scelta effettuata è compatibile con un campionamento di 10 km al s.s.p. con la tecnologia corrente, solo se si limita la zona d'esplorazione ad 1/12 dell'intero disco terrestre perché sarebbero necessarie 3 ore per una scansione completa del disco. La copertura di 1/12 del disco terrestre è stata considerata sufficiente per la copertura della regione europea come mostrato in *fig. 2.1*.

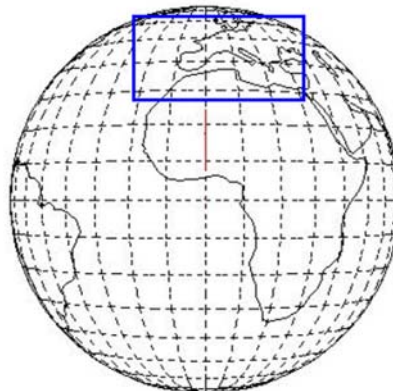


Figura 2.1 – Copertura della regione europea con un'area di 1/12 del disco terrestre per un satellite GEO

posto alla latitudine di 0°

Per quanto concerne il rumore radiometrico *Noise equivalent* ΔT (NE ΔT), questo dipende unicamente dallo stato dell'arte ed è stimato con la formula:

$$T_{\text{sys}} = NE\Delta T(\Delta\nu \cdot \tau)^{1/2} \quad (2.1)$$

La **tab. 2.2** elenca tutti i canali attualmente previsti per il progetto GOMAS/GEM, comprensivi delle relative larghezze di banda, dimensione dell'IFOV, rumore radiometrico e altitudine del massimo della funzione peso. Nel seguito di questa ricerca utilizzeremo come canali di riferimento quelli mostrati in questa tabella. La **fig. 2.2** (Klein e Gasiewski, 2000) mostra le funzioni peso in condizioni di cielo chiaro per i canali selezionati.

ν (GHz)	$\Delta\nu$ (MHz)	IFOV s.s.p.	NE ΔT (K)	Picco funzione peso	ν (GHz)	$\Delta\nu$ (MHz)	IFOV s.s.p.	NE ΔT (K)	Picco funzione peso
56.325	50	81 km	0.90	27 km	183.310 ± 0.300	300	24 km	0.90	10 km
56.215	50		0.90	23 km	183.310 ± 0.900	500		0.70	8.5 km
56.025	250		0.42	17 km	183.310 ± 1.650	700		0.58	7 km
55.520	180		0.48	13 km	183.310 ± 3.000	1000		0.48	6 km
54.950	300		0.36	10 km	183.310 ± 5.000	2000		0.34	5 km
54.400	220		0.42	8 km	183.310 ± 7.000	2000		0.34	4 km
53.845	190		0.48	5 km	183.310 ± 17.000	4000	0.36	surface	
53.290	360		0.36	3 km	380.197 ± 0.045	30	12 km	4.72	15 km
52.825	300		0.36	2 km	380.197 ± 0.400	200		1.82	13 km
51.760	400		0.30	1 km	380.197 ± 1.500	500		1.16	11 km
50.300	180		0.48	surface	380.197 ± 4.000	900		0.86	9 km
118.750 ± 0.018	6	37 km	3.96	34 km	380.197 ± 9.000	2000		0.58	7 km
118.750 ± 0.035	12		2.79	29 km	380.197 ± 18.000	2000		0.72	6 km
118.750 ± 0.080	20		2.16	24 km	424.763 ± 0.030	10	10.20	34 km	
118.750 ± 0.200	100		0.96	19 km	424.763 ± 0.070	20	7.23	28 km	
118.750 ± 0.400	200		0.69	15 km	424.763 ± 0.150	60	4.17	23 km	
118.750 ± 0.700	400		0.48	12 km	424.763 ± 0.300	100	3.24	18 km	
118.750 ± 1.100	400		0.48	9 km	424.763 ± 0.600	200	2.28	15 km	
118.750 ± 1.500	400		0.48	7 km	424.763 ± 1.000	400	1.62	12 km	
118.750 ± 2.100	800		0.33	5 km	424.763 ± 1.500	600	1.32	8 km	
118.750 ± 3.000	1000		0.30	3 km	424.763 ± 4.000	1000	1.02	5 km	
118.750 ± 5.000	2000		0.21	surface	340	8000	13 km	0.30	4 km

Tabella 2.2 – Caratteristiche radiometriche per il progetto GOMAS

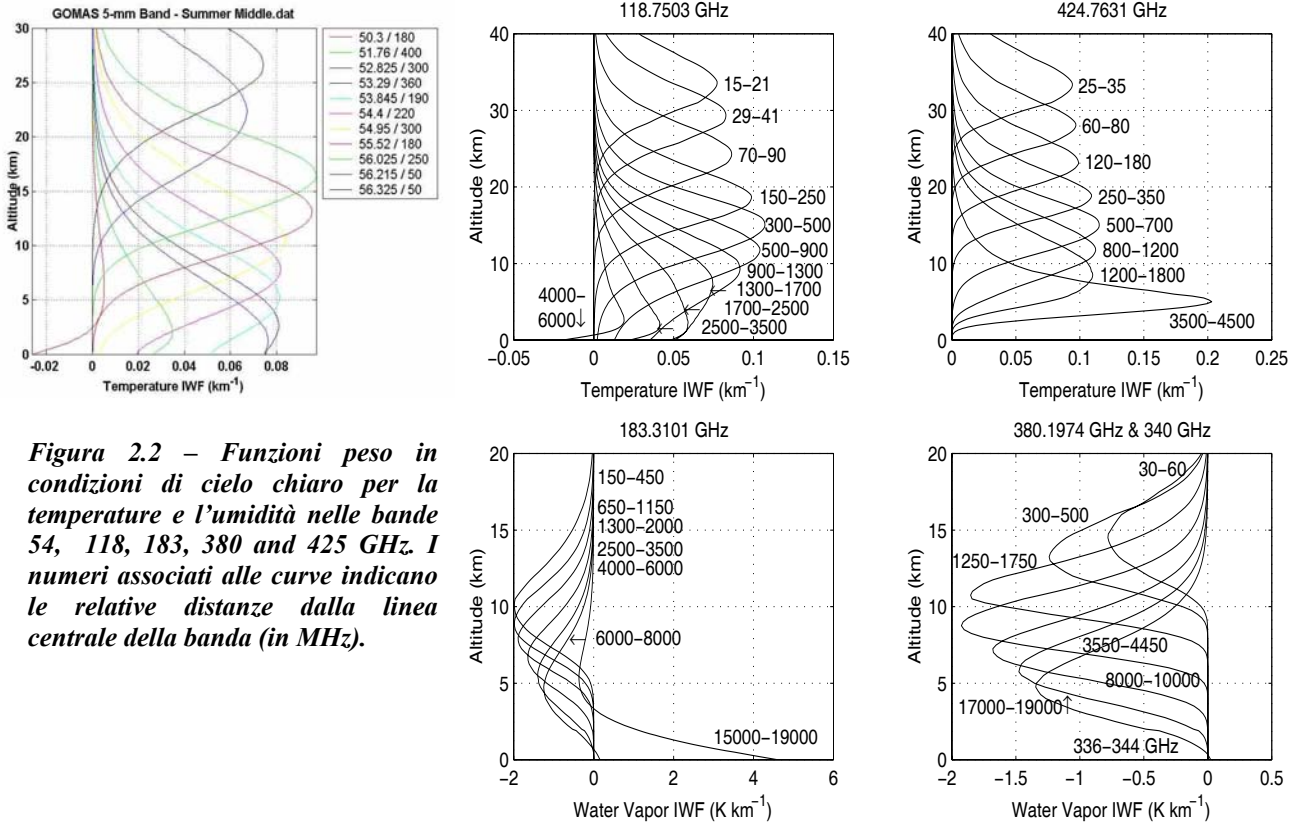


Figura 2.2 – Funzioni peso in condizioni di cielo chiaro per la temperature e l'umidità nelle bande 54, 118, 183, 380 and 425 GHz. I numeri associati alle curve indicano le relative distanze dalla linea centrale della banda (in MHz).

Capitolo 3 - Simulazione delle misure radiometriche

Data l'assenza di uno strumento con le caratteristiche descritte nei paragrafi del capitolo precedente, è necessario ricorrere a dati simulati. Infatti, sebbene i satelliti NOAA implementino i radiometri AMSU per il sondaggio alle microonde, questo non viene effettuato sulle cinque bande selezionate dal progetto GOMAS ma solo su due di esse. Inoltre la scansione cross-track dell'AMSU rende la risoluzione variabile lungo la linea di scansione con un campionamento sempre pari all'IFOV. Il progetto GOMAS prevede invece un campionamento costante per ogni frequenza e pari a 10 km al s.s.p. con una risoluzione variabile per frequenza ma costante lungo la linea di scansione e variabile solo in funzione della curvatura della superficie terrestre. Dalla tab. 2.2 risulta inoltre evidente che l'IFOV è sempre maggiore o uguale al campionamento, in particolare i canali a frequenza più bassa, quelli cioè per i quali la risoluzione è minore, hanno un elevato sovracampionamento, caratteristica fondamentale per le tecniche di aumento di risoluzione che presenteremo in questo lavoro ed assente nei dati AMSU. Per questi motivi è necessario effettuare delle simulazioni su tutte le frequenze, con il corretto campionamento, la corretta risoluzione e che descrivano degli scenari atmosferici verosimili.

Per effettuare quanto descritto è pertanto necessario effettuare la simulazione di uno scenario atmosferico verosimile su cui applicare un modello di trasferimento radiativo alle frequenze GOMAS per ottenere le relative T_B . Su tali valori sarà quindi necessario individuare ed applicare le opportune tecniche di *image processing* al fine di ottenere il campionamento e la risoluzione previsti dal progetto GOMAS.

3.1 Il modello di circolazione atmosferica

Il modello *University of Wisconsin - Non-hydrostatic Model System* (UW-NMS) è la versione più recente del modello sviluppato e mantenuto dall'Università del Wisconsin per la descrizione della dinamica atmosferica alla mesoscala (Tripoli e Cotton 1981, 1982, 1986; Cotton et al. 1982, 1986; Tripoli 1992).

L'UW-NMS è un modello numerico, capace di simulare e predire in *forecasting* la dinamica di nubi e precipitazione con scale orizzontali che variano fra la microscala (10^2 m) tipica della turbolenza e la scala sinottica (10^6 m) tipica ad esempio dei sistemi frontali e dei cicloni

extratropicali. È un modello tridimensionale, non idrostatico, quasi-comprimibile, in condizioni non-Boussinesq, con termodinamica basata sulla previsione delle temperatura potenziale dell'acqua sia in fase liquida che in fase ghiacciata. Il modello ha uno schema di avvezione che garantisce per i flussi la conservazione della vorticità potenziale e dell'energia cinetica mediante l'uso di opportune condizioni al contorno. È un modello a *multiple nesting*, che consente cioè di innestare più griglie a risoluzione crescente in modo da analizzare contemporaneamente dinamiche regionali a bassa risoluzione e dinamiche locali ad alta risoluzione.

Caratteristica peculiare del modello risiede nell'adattabilità della topografia, che è definita attraverso un metodo variabile a gradini. Con tale tipo di topografia, la griglia più interna presenta un'altitudine variabile che descrive con ottima approssimazione l'elevazione superficiale. Questo trattamento della topografia permette di maneggiare variazioni di elevazione anche dell'ordine di un metro, non avendo nessuna restrizione sulla pendenza.

La microfisica utilizzata dal modello UW-NMS è caratterizzata dalla presenza di sei diverse classi di idrometeore che possono essere contemporaneamente presenti nello stesso volume di griglia ed interagire tra loro e sono definite *cloud water*, *rain water*, *graupel*, *aggregates*, *snow* e *pristine crystals*.

La *size distribution* $N(D)$ delle idrometeore, cioè la densità in funzione della dimensione D , è assunta variabile per tutte le classi di idrometeore eccetto che per le classi *cloud water* e *pristine crystals* che sono assunte a distribuzione costante o *monodisperse*. La distribuzione adottata è data dalla relazione di Marshall-Palmer:

$$N(D) = N_0 e^{-\beta D} \quad (3.1)$$

in cui l'intercetta N_0 e la pendenza β sono opportuni coefficienti che variano di classe in classe di cui almeno uno dei due costante per una stessa idrometeora. La concentrazione totale delle idrometeore N_t (numero di particelle per unità di massa) può essere trovata semplicemente integrando la precedente equazione sulla dimensione D :

$$N_t = \int_0^{\infty} N(D) dD = N_0 / \beta \quad (3.2)$$

Il diametro medio delle idrometeore è può essere ricavato come il primo momento della distribuzione:

$$D_m = \frac{\int_0^{\infty} DN(D) dD}{\int_0^{\infty} N(D) dD} \quad (3.3)$$

che per una distribuzione esponenziale negativa diventa:

$$D_m = \frac{1}{\beta} \quad (3.4)$$

Il contenuto di acqua liquida (*liquid water content*, LWC) e il contenuto di acqua ghiacciata (*ice water content*, IWC) sono invece proporzionali al terzo momento della distribuzione:

$$l_h = \int_0^{\infty} m(D)N(D)dD \quad (3.5)$$

in cui $m(D)$ rappresenta la massa delle particelle di diametro D e l_h il contenuto di acqua per una specifica fase. Data la *size distribution* negativa, assumendo particelle sferiche di densità ρ_h abbiamo:

$$l_h = \pi N_t D^3 m \rho_h \quad (3.6)$$

Infine, dato il LWC/IWC è possibile ottenere il *mixing ratio* r_h , cioè la quantità di acqua per kg di aria secca:

$$r_h = \frac{l_h}{\rho_0} \quad (3.7)$$

in cui ρ_0 è la densità dell'aria secca. Il mixing ratio è una quantità spesso utilizzata nella descrizione dell'atmosfera ed è collegata alla *size distribution* mediante:

$$\beta = \left[\frac{\pi \rho_h N_t}{\rho_0 r_h} \right]^{\frac{1}{3}} \quad (3.8)$$

Per ogni classe di idrometeore, il modello UW-NMS offre la possibilità di parametrizzare la *size distribution* calcolando in ogni punto di griglia la pendenza β o l'intercetta N_0 . Il modello in questo modo produce nei suoi output il mixing ratio dell'acqua sia liquida che ghiacciata, del vapor d'acqua e di tutte le classi di idrometeore. Alternativamente è possibile specificare la concentrazione totale N_t e il mixing ratio delle differenti classi di idrometeore nei diversi punti di griglia ottenendo i corrispondenti valori dell'intercetta N_0 o della pendenza β .

Il modello non supporta le fasi miste, tipo il *melting graupel*, ma è consentita ogni combinazione delle sei classi di idrometeore in ogni punto di griglia. Di seguito viene introdotta una breve descrizione delle diverse classi di idrometeore, spiegando le caratteristiche più importanti direttamente collegate con le proprietà ottiche dell'atmosfera e quindi strettamente connesse nei processi di trasferimento radiativo.

Cloud water – Le gocce d'acqua che formano le nubi hanno un raggio compreso nell'intervallo (9÷11) μm e sono assunte monodisperse, eccetto per quelle che si formano per autoconversione e frammentazione di particelle di ghiaccio, la cui *size distribution* è descritta da una variante della distribuzione *Gamma* (Tripoli e Cotton, 1981). La densità numerica di queste idrometeore è specificata *a priori* ed è pari a 500 cm^{-3} e varia con l'evoluzione del sistema, oltre che per processi di diffusione, accrescimento e decadimento, anche per conversione in altre classi di idrometeore con fenomeni di coalescenza, congelamento per adesione o autoconversione in pioggia.

Rain water – Le gocce di pioggia sono assunte con una distribuzione data dall'eq. 3.1 di Marshall-Palmer con un valore dell'intercetta N_0 costante e pari a 0.08 cm^{-4} , ricavato dall'assunzione che il raggio caratteristico delle gocce è di $270 \mu\text{m}$. Il modello non consente la variazione delle dimensioni

per bilanciamento di spettri di pioggia non in equilibrio, come accade tipicamente nei processi di formazione di pioggia immatura come è ad esempio lo scioglimento della neve. La formazione delle gocce di pioggia avviene per collisione-coalescenza (pioggia fredda) e per scioglimento di particelle precipitanti di ghiaccio (pioggia calda). La scomparsa delle gocce di pioggia avviene attraverso la conversione in particelle di ghiaccio, l'evaporazione o semplice precipitazione al suolo.

Pristine crystals – Nella parametrizzazione originale presentata da Flatau nel 1989 il *pristine ice* conteneva sia i cristalli di ghiaccio che la neve e raggruppava sia i nuovi cristalli che quelli formati per nucleazione. Nella parametrizzazione del modello UW-NMS invece i cristalli di ghiaccio e la neve sono parametrizzati separatamente. In queste condizioni però, l'assunzione di una *size distribution* costante comporta dei problemi in quanto, in condizioni di temperature particolarmente fredde l'intenso fenomeno di nucleazione comporta una drastica variazione della dimensione dei cristalli e la relativa scomparsa per transizione in neve. Per questo motivo il modello ha un vincolo sulla nucleazione e la trasformazione in neve che è consentita solo per una frazione della popolazione di cristalli di ghiaccio e solo per determinate masse. In questo modo, anche per nucleazioni intense continuano ad esistere, convivendo, popolazioni cristalli di ghiaccio sia nuove che mature. Questo risulta particolarmente importante per la simulazione di cirri (sottili strati nuvolosi ad alta quota) ed *envils* (struttura nuvolosa tipica della sommità di celle convettive). Questa categoria è composta da piastre esagonali di massa costante pari a 1.5×10^{-6} g con una densità $\rho_i = 0.22$ g/cm³ calcolata da:

$$\rho_i = \frac{6K}{\pi a^3} \left(\frac{2D}{a} \right)^{b-3} \quad 3.9)$$

In cui D è il diametro dei cristalli assunto costante e pari a 204 μ m e i tre parametri K , a , e b dipendono dalla massa (Smith et al. 1992). L'unica sorgente di nuovi cristalli di ghiaccio è la nucleazione sia primaria che secondaria che includono fenomeni di assorbimento, deposito e contatto. La scomparsa può invece avvenire per conversione o adesione al graupel, contatto con gocce di pioggia o scioglimento che è assunto istantaneo se la temperatura dell'aria supera la soglia di congelamento.

Snow – Questa classe ha la densità pari a 0.2 g/cm³ e una *size distribution* che segue la distribuzione di Marshall-Palmer, con intercetta N_0 costante e pari a 0.2 cm⁻⁴ e pendenza ricavata dal modello a partire da un valore esplicito della concentrazione per unità di massa. Questa classe di idrometeorologi racchiude sia i cristalli che i fiocchi di neve e può accrescere la sua dimensione con processi di deposizione di vapore o riming. Una specifica formula che dipende dal tasso di riming consente la conversione da neve a graupel. La collisione di cristalli di neve può inoltre portare alla conversione in aggregati di ghiaccio (Cotton et al. 1986).

Aggregates – In questa classe troviamo gli aggregati che si formano per collisione tra cristalli di ghiaccio, cristalli di neve e aggregati stessi. La scomparsa di questa classe può avvenire per

scioglimento, evaporazione, disgregazione o conversione in graupel in presenza di riming o in pioggia per caduta. Lo stesso riming se presente in forma meno intensa è responsabile dell'accrescimento. La distribuzione di Marshall-Palmer ha una pendenza β costante e pari a 10 cm^{-1} con dimensioni medie di raggio pari a $1650 \mu\text{m}$ e densità $\rho_{s/a}$ che dipende dalle dimensioni secondo la formula:

$$\rho_{s/a} = \frac{0.015}{(2R)^{0.6}} \frac{g}{\text{cm}^3} \quad (3.10)$$

Graupel – Anche per questa classe la *size distribution* segue la distribuzione di Marshall-Palmer con intercetta N_0 costante e pari a 0.071 cm^{-4} , il raggio caratteristico è di $500 \mu\text{m}$ e la densità è pari a 0.9 g/cm^3 . L'accrescimento può avvenire per deposizione di vapore, la formazione per conversione di aggregati e la scomparsa per scioglimento. Al di sopra dello zero termico sia l'acqua liquida che quella delle nubi portano al fenomeno di riming mentre al di sopra si ha lo scioglimento in gocce di pioggia.

In **tab. 3.1** vengono riassunte le caratteristiche principali delle idrometeore.

Idrometeora	R_{MIN} [cm]	R_{MAX} [cm]	Pendenza [cm^{-1}] o Intercetta [cm^{-4}]	Densità [g/cm^3]
Cloud water (1)	0.0009	0.0011	-	1.0
Rain water (2)	0.0011	0.3	0.08	1.0
Graupel (2)	0.013	0.3	0.071	0.9
Pristine Ice (1)	0.011	0.013	-	0.1
Snow (2)	0.013	0.5	0.2	0.2
Aggregates (3)	0.013	0.6	10.0	$0.015/2R^{0.6}$

Tabella 3.1 – Parametri principali utilizzati nel trasferimento radiativo per i sei tipi di idrometeore. Il valore fra parentesi indica: 1) Idrometeore monodisperse, 2) Intercetta costante, 3) Pendenza costante.

3.2 Descrizione dei casi studio selezionati

Mediante il modello UW-NMS descritto nella sezione precedente sono stati simulati tre casi studio, utilizzando per l'inizializzazione e per le condizioni al contorno dei dati reali in modo da ottenere delle simulazioni la cui dinamica fosse particolarmente verosimile. I tre casi, scelti con dinamiche di precipitazione differenti, sono riassunti in **tab. 3.2** e sono:

- un evento intenso di precipitazione mista pioggia/neve causato da un sistema frontale sul Piemonte, avvenuto tra il 24 e il 26 novembre 2002, costituito da un volume di 141×261 punti ad una risoluzione di 2.34 km con 35 livelli;
- un evento di precipitazione nevosa di moderata intensità sul Mar Adriatico, avvenuto il 28 febbraio 2004, costituito da un volume di 128×104 punti ad una risoluzione di 3.10 km con 35 livelli;

- un evento di precipitazione e copertura nuvolosa molto leggera sull'isola di Gotland nel Mar Baltico, avvenuto il 12 gennaio 2003, costituito da un volume di 200 x 200 punti ad una risoluzione di 2.34 km con 39 livelli.

I primi due eventi del set di simulazioni sono quelli più tipici, quelli cioè caratterizzati da una buona copertura nuvolosa con associata precipitazione: sono due casi esemplificativi in cui il telerilevamento IR non riesce a penetrare lo strato di nubi e l'osservazione MW sarebbe particolarmente utile. Il terzo caso, di bassa intensità, è caratterizzato da una leggera copertura nuvolosa ed è stato selezionato per evidenziare i limiti delle tecniche di aumento di risoluzione, che saranno mostrate nel prosieguo della ricerca, in presenza di un basso segnale radiometrico.

Regione	Data	Risoluzione	Tipologia di evento	Superficie
Piemonte	24-26 Novembre 2002	2.34 km	Pioggia/neve intensa	Terra
Mar Adriatico	28 Febbraio 2004	3.10 km	Pioggia/neve moderata	Terra/Mare
Mar Baltico	11-12 Gennaio 2003	2.34 km	Neve lieve	Terra/Mare

Tabella 3.2 – Casi studio simulati

Di seguito viene fornita una breve descrizione delle tre simulazioni.

3.2.1 Piemonte 24-26 novembre 2002

Il 24 novembre 2002, a partire dalle prime ore del giorno, l'Italia settentrionale è stata investita da una forte depressione che partendo dall'Irlanda ha investito buona parte dell'Europa occidentale.

Un intenso vento di Scirocco ha caratterizzato tutta la penisola italiana portando ad elevate temperature superficiali che hanno raggiunto i 25° C nella regione nord-ovest della Sardegna. Questo flusso di aria calda ed umida negli strati atmosferici più bassi, proveniente dal bacino del Mediterraneo, ha attraversato l'Italia fino a raggiungere le Alpi dove si è scontrato con l'aria fredda ed asciutta proveniente dall'Atlantico orientale. Questo sistema ha portato alla creazione di un fronte con associate precipitazioni che sono iniziate il 24 novembre sulle Alpi occidentali, Il Piemonte, la Liguria e la Lombardia. Il 25 novembre il sistema frontale si è spostato sull'Alpi orientali, con forti temporali caratterizzati da piogge intense e grandinate. Il 26 novembre il sistema ha continuato con forti precipitazioni finché non si è esaurito sotto l'influenza di un sistema di alta pressione centrato sull'Europa orientale.

Le osservazioni meteorologiche hanno registrato accumuli di neve tra i (250÷400) mm sulle Alpi, al di sopra dei 2000 m di altitudine. A Genova sono stati registrati 170 mm di pioggia nel giorno 24 novembre, 200 mm il giorno seguente per un totale di oltre 400 mm nei tre giorni in cui si è verificato l'evento. A Milano, nei tre giorni dell'evento sono stati registrati 240 mm di pioggia. Intense precipitazioni hanno caratterizzato tutto il Piemonte come confermato dalla rete di pluviometri del servizio meteorologico nazionale e dal radar di Bric della Croce.

Per questo studio è stata utilizzata la simulazione relativa alle ore 12:00 UTC del 24 novembre di cui viene mostrato in **fig. 3.1** il tasso di precipitazione sulla superficie. Da questa figura è possibile notare che la zona con precipitazioni più intense si estende dagli Appennini, vicino a Genova, fino alla zona centrale della Valle del fiume Po, interessando buona parte del Piemonte in cui i pluviometri hanno registrato precipitazioni istantanee tra 20 e 30 mm/h.

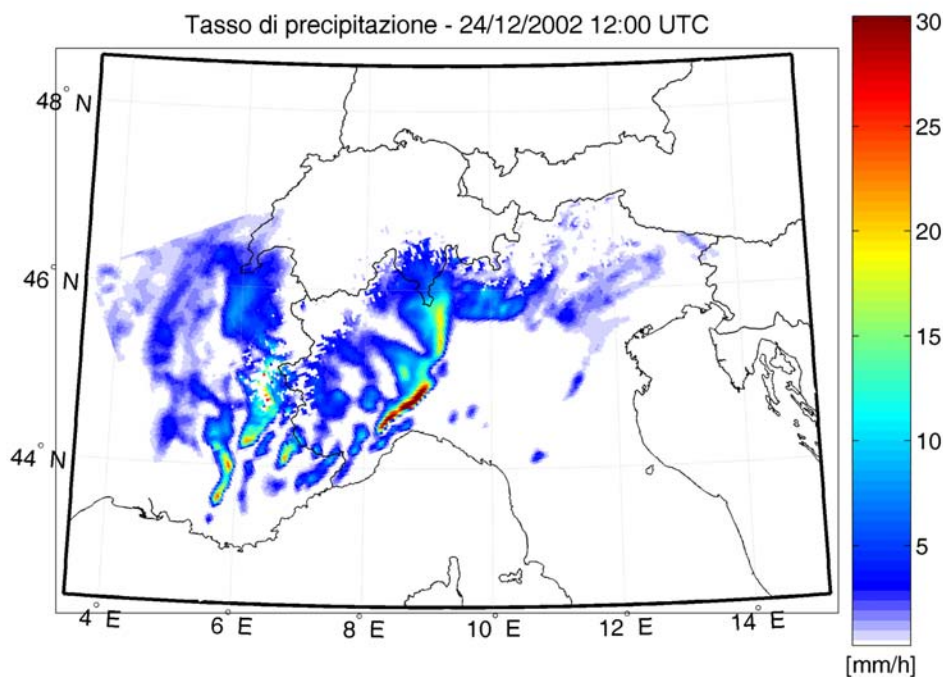


Figura 3.1 – Tasso di precipitazione al suolo per la simulazione con il modello UW-NMS sulla regione Piemonte il 24 novembre 2002 alle ore 12:00 UTC

Nella stessa simulazione è possibile osservare un'intensa nevicata sulle Alpi occidentali fra l'Italia e la Francia. In **fig. 3.2** è mostrato il contenuto colonnare di acqua equivalente (*columnar equivalent water contents - CEWC*) delle sei idrometeore. La traccia in nero presente in ciascun pannello indica la sezione per la quale in **fig. 3.3** vengono mostrati i contenuti di acqua equivalenti (*equivalent water contents - EWC*). Muovendosi da sud verso nord lungo la traccia appare evidente che la precipitazione è confinata sulla superficie terrestre, che è di natura sia liquida che solida ed è associata ad intensi movimenti convettivi, fino a circa 46° N di latitudine dopo i quali, in corrispondenza delle Alpi, diventa di natura esclusivamente solida con una perturbazione associata meno intensa e di natura più stratiforme.

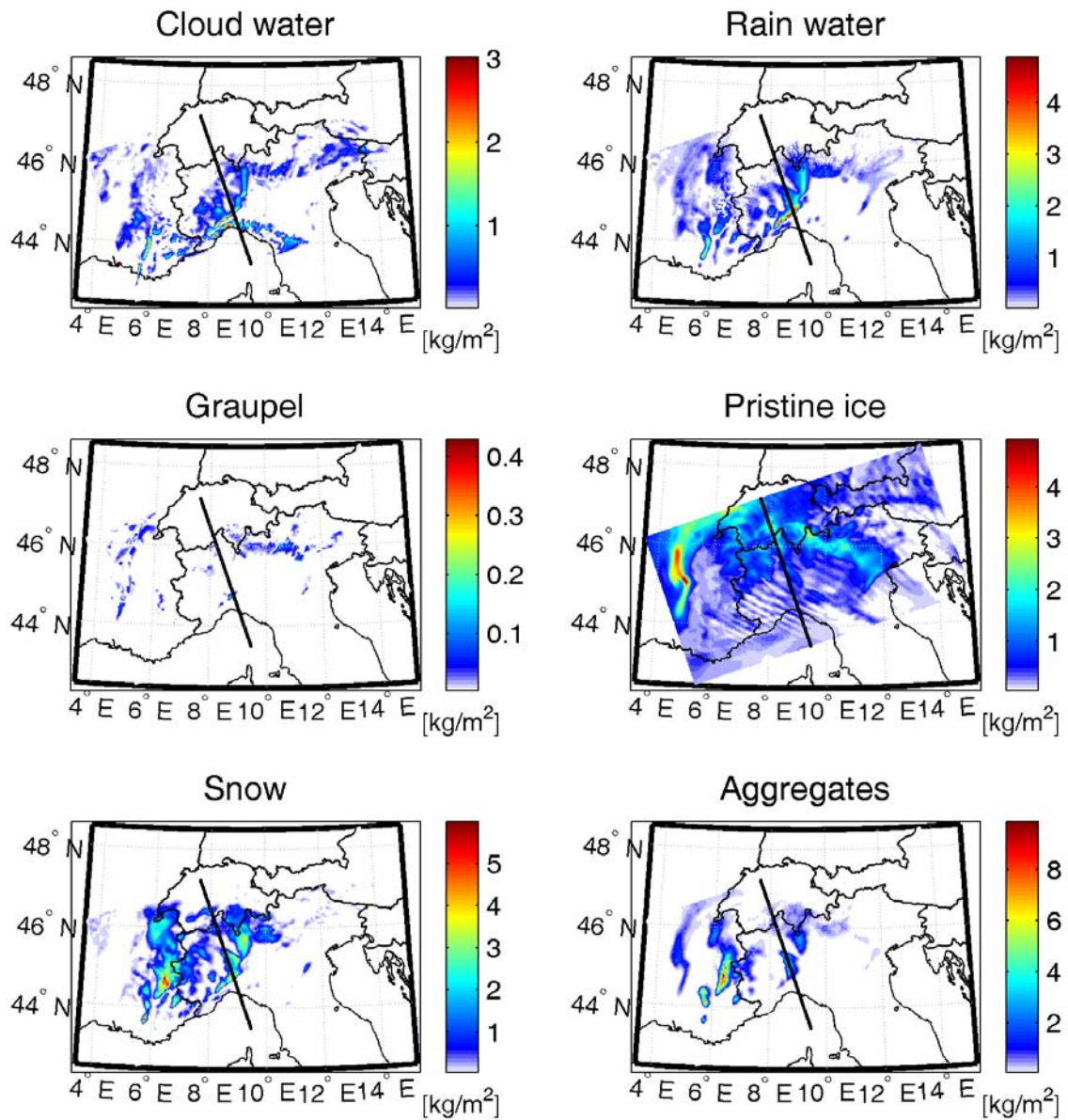


Figura 3.2 – Contenuto colonnare equivalente di acqua delle sei idrometeore per la simulazione con il modello UW-NMS sulla regione Piemonte il 24 novembre 2002 alle ore 12:00 UTC. La linea nera indica la sezione trasversale relativa ai profili mostrati in fig. 3.3

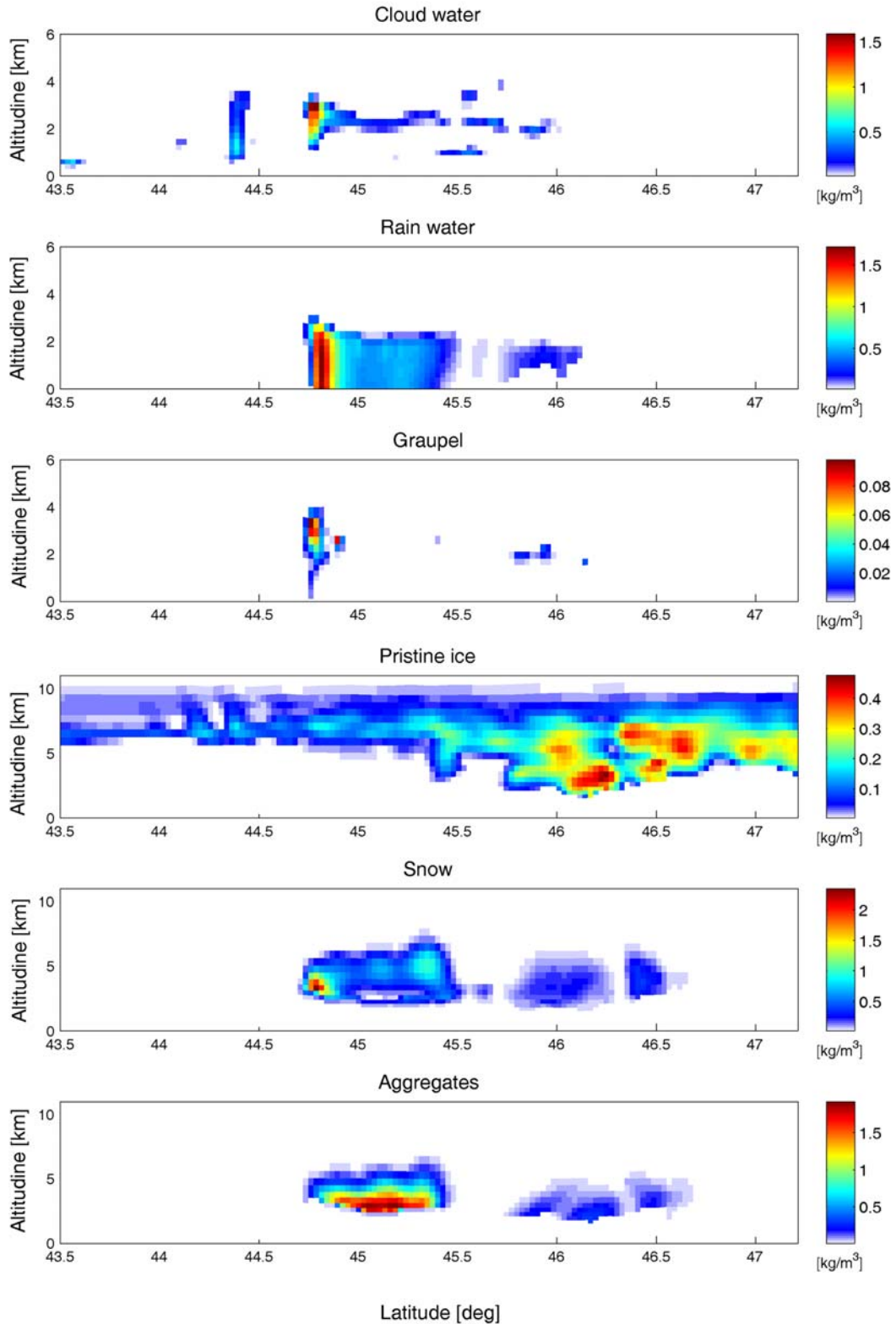


Figura 3.3 – *Contenuto equivalente di acqua delle sei idrometeorie per la simulazione con il modello UW-NMS sulla regione Piemonte il 24 novembre 2002 alle ore 12:00 UTC, lungo la sezione mostrata con la traccia nera in fig. 3.4*

3.2.2 Mar Adriatico 28 febbraio 2004

Il 28 febbraio 2004 la parte settentrionale dell'Italia è stata caratterizzata da una forte depressione che partendo dalla Norvegia ed estendendosi attraverso la Francia fin sull'Italia, ha prodotto abbondanti precipitazioni su buona parte dell'Europa. Questa situazione meteorologica ha prodotto un ciclone sul Mar Adriatico caratterizzato da intensa attività convettiva con abbondanti nevicate e forti raffiche di vento di Bora. Le misure di neve al suolo in prossimità della costa italiana dell'Adriatico hanno segnato valori tra 5 e 20 cm di spessore. Questo evento meteorologico è un fenomeno locale abbastanza frequente caratterizzato da intense nevicate (convettive in questo caso) e forte vento con problemi al traffico sia stradale che aereo, specie nella zona di Trieste.

Per questo studio viene utilizzata la simulazione delle ore 6:00 UTC, di cui la **fig. 3.4** mostra la precipitazione istantanea al suolo caratterizzata da una struttura a bande. Come per il caso precedente relativo al Piemonte, la **fig. 3.5** mostra il CEWC per le sei diverse idrometeore con una linea in colore nero che rappresenta la sezione per la quale vengono mostrate in **fig. 3.6** gli EWC per le stesse idrometeore.

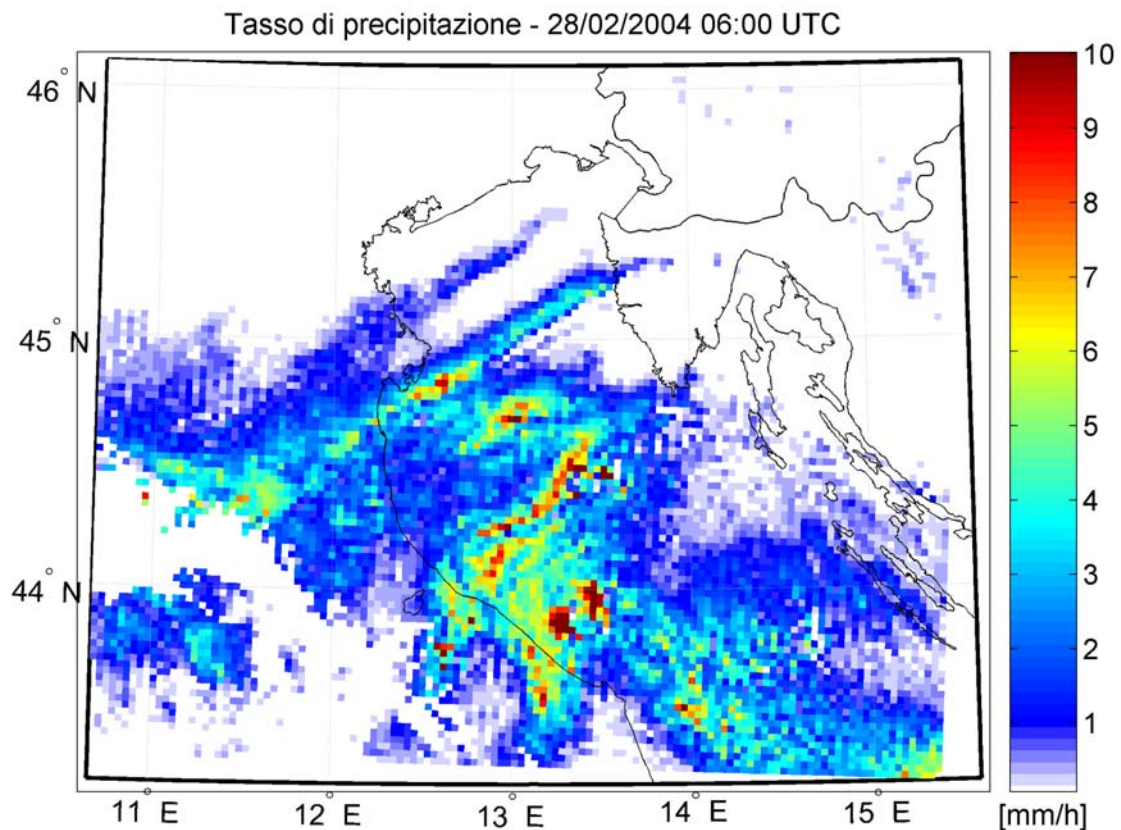


Figura 3.4 – Tasso di precipitazione al suolo per la simulazione con il modello UW-NMS sulla regione Adriatica il 28 febbraio 2004 alle ore 6:00 UTC

Nell'istante di tempo relativo alla simulazione, per il profilo selezionato, la precipitazione avviene quasi esclusivamente su mare, è soprattutto di natura nevosa ed è associata ad un'intensa e ristretta cella convettiva intorno a 44° N di latitudine, caratterizzata da presenza di graupel e neve negli strati più elevati delle nubi. Muovendosi lungo la sezione verso il nord è possibile distinguere altre piccole celle convettive caratterizzate sempre da presenza di graupel misto a neve e di aggregati di ghiaccio. La precipitazione è caratterizzata anche da una lieve componente liquida dovuta allo scioglimento di una parte delle idrometeorie di ghiaccio solo nel sottile strato atmosferico spesso 1 km sopra la superficie, per via della bassa altitudine dello zero termico.

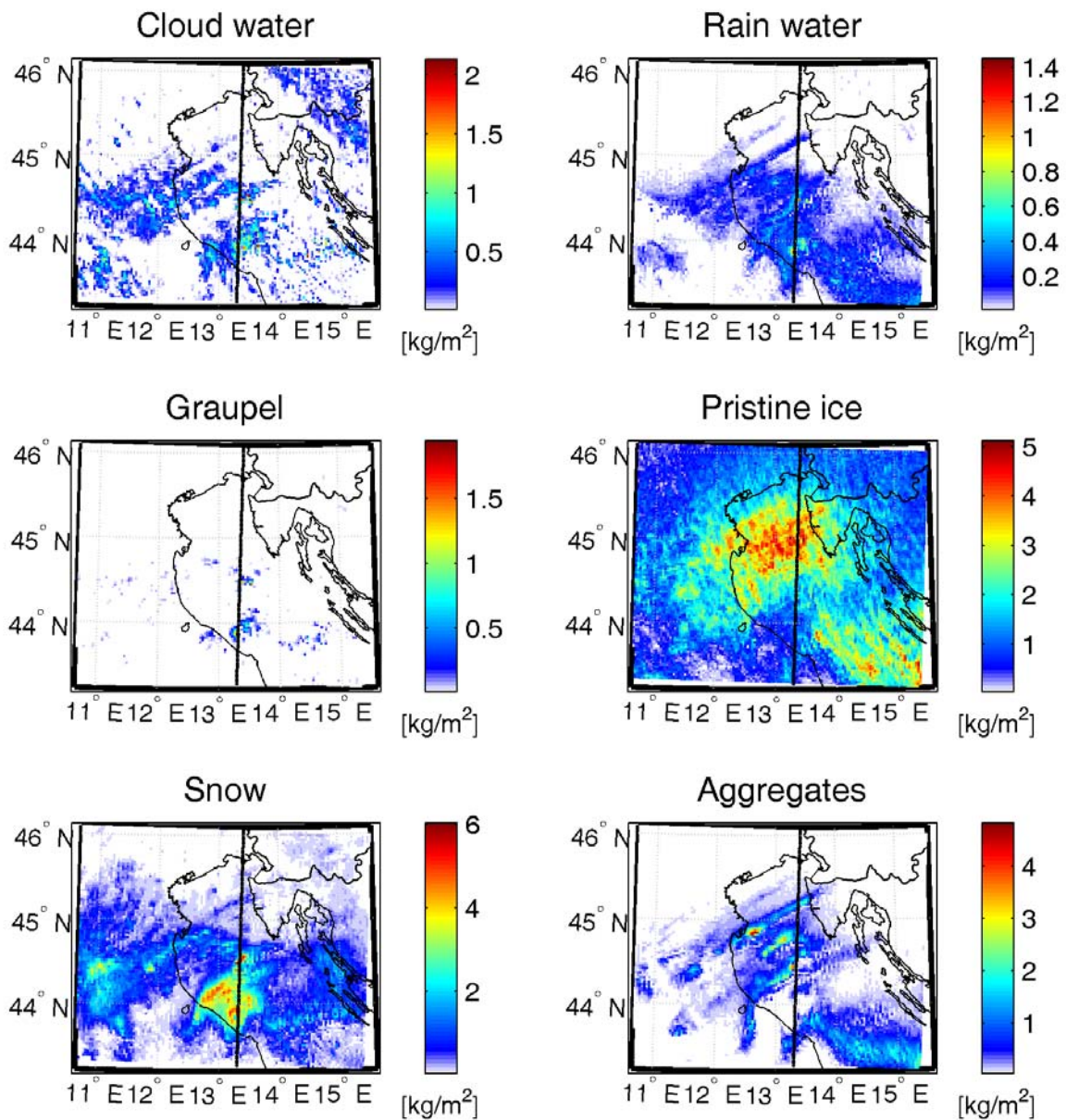


Figura 3.5 – Contenuto colonnare equivalente di acqua delle sei idrometeorie per la simulazione con il modello UW-NMS sulla regione Adriatica il 28 febbraio 2004 alle ore 6:00 UTC. La linea nera indica la sezione trasversale relativa ai profili mostrati in fig. 3.6

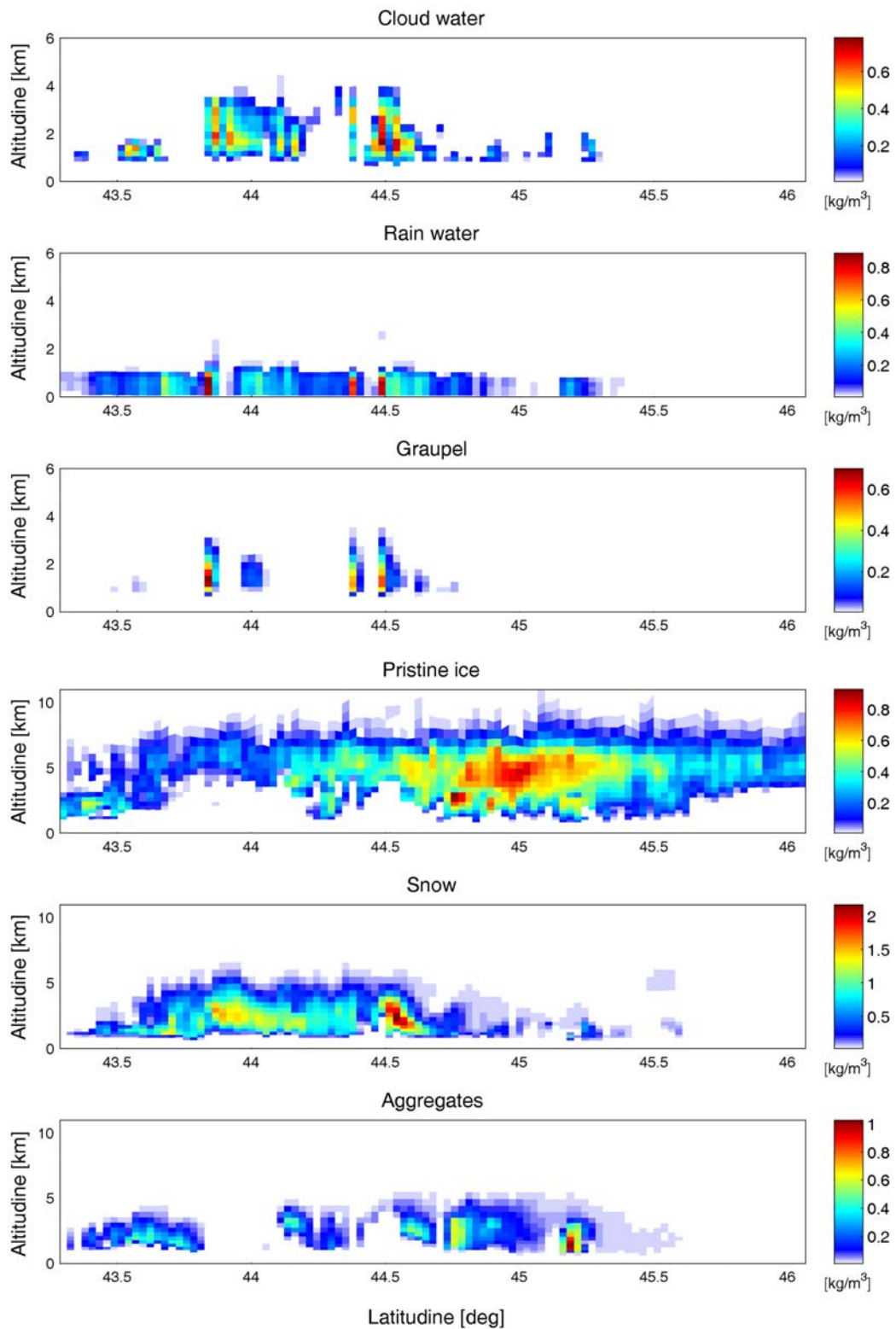


Figura 3.6 – Contenuto equivalente di acqua delle sei idrometeorie per la simulazione con il modello UW-NMS sulla regione Adriatica il 28 febbraio 2004 alle ore 6:00 UTC, lungo la sezione mostrata con la traccia nera in fig. 3.5

3.2.3 Mar Baltico 11-12 gennaio 2003

Il giorno 11 gennaio 2003, sulla costa norvegese si è formato un sistema frontale occluso che ha attraversato lentamente tutta la penisola scandinava giungendo, la notte tra l'11 e il 12 gennaio sul Mar Baltico. La depressione, caratterizzata da minimi di pressione di 978 hPa, è durata per buona parte del giorno 12 gennaio, per poi estinguersi rapidamente a fine giornata. Il fronte è stato caratterizzato da deboli nevicate, anche sopra il mare, causate da una temperatura in superficie di circa $2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (in accordo ai sondaggi di temperatura vicino all'isola Gotland) e alla bassa altitudine dello zero termico (derivato da dati *Advanced Microwave Scanning Radiometer AMSR*) posto a solo 400 m dalla superficie. Il tasso di precipitazione massimo misurato dal radar sull'isola di Gotland è stato di circa 2 mm/h (Mugnai, 2003).

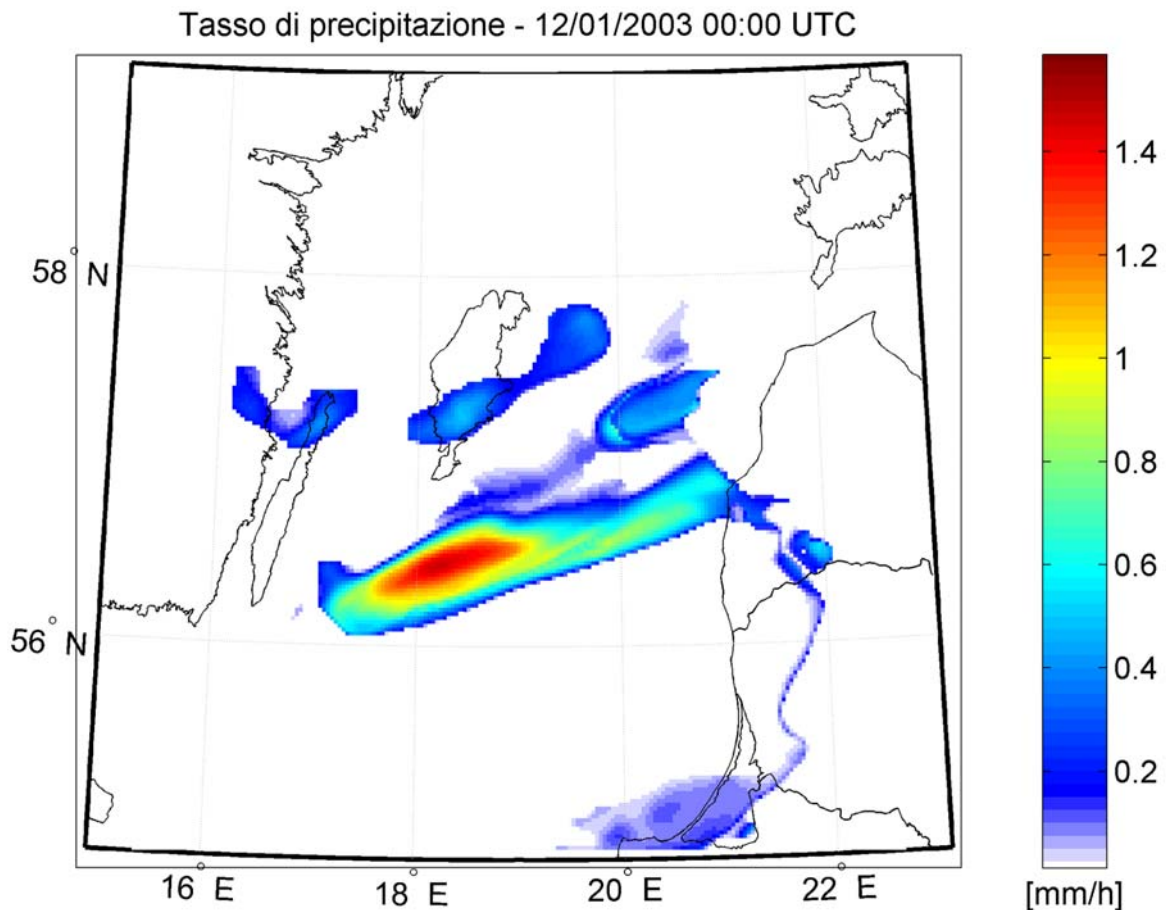


Figura 3.7 – Tasso di precipitazione al suolo per la simulazione con il modello UW-NMS sul Mar Baltico il 12 gennaio 2003 alle ore 00:00 UTC

Per questo studio viene utilizzata la simulazione delle ore 00:00 UTC del 12 gennaio, di cui la **fig. 3.7** mostra la precipitazione istantanea al suolo. Come per i due casi già esaminati, la **fig. 3.8** mostra il CEWC per le sei diverse idrometeore con una linea in colore nero che rappresenta la sezione per la quale vengono mostrate in **fig. 3.9** gli EWC per le stesse idrometeore. I bassi valori complessivamente

mostrati sono decisamente inferiori alle medie stagionali per le stesse regioni, confermando che il caso studio in esame è di *lieve* intensità.

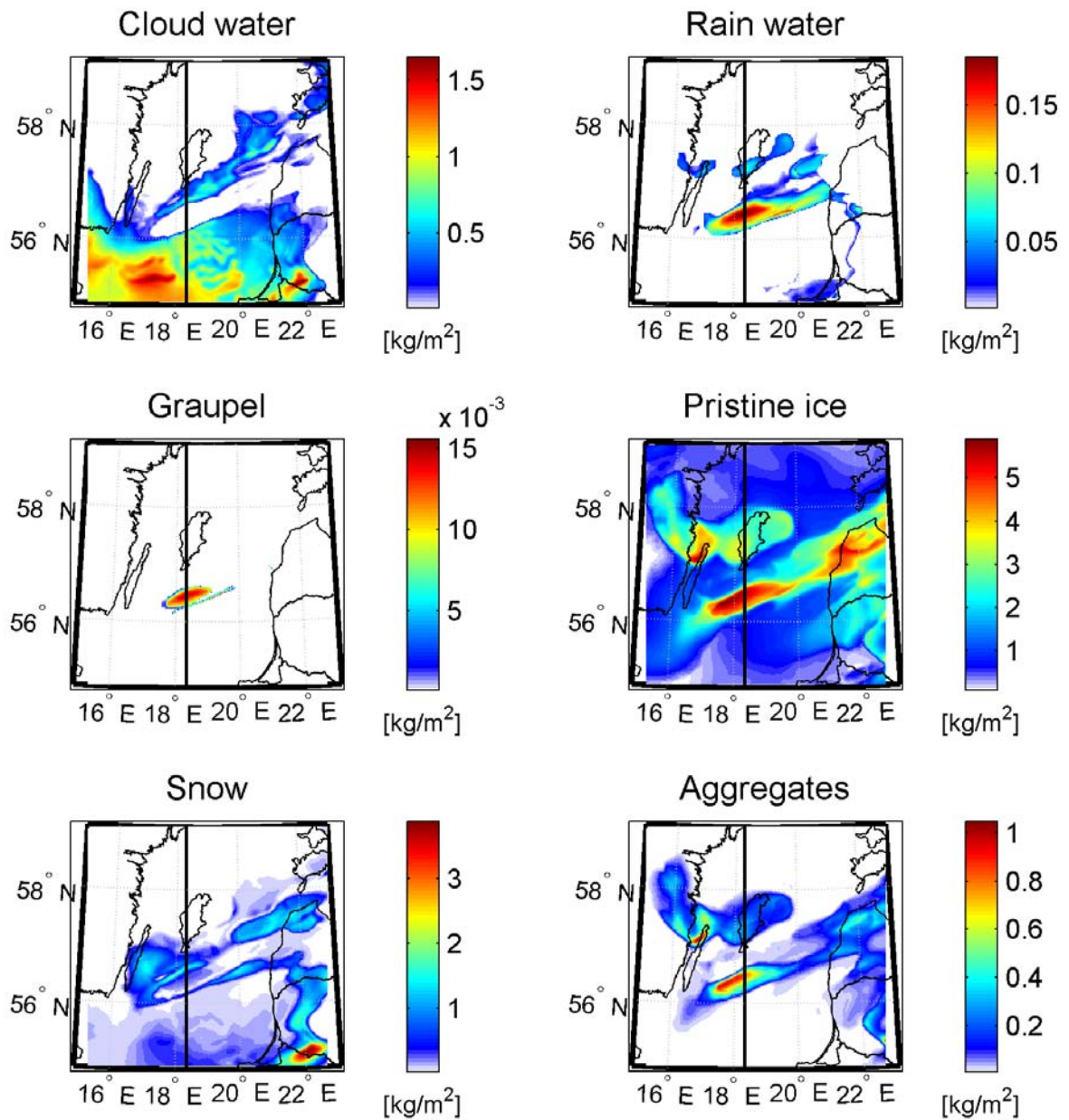


Figura 3.8 – Contenuto colonnare equivalente di acqua delle sei idrometeorie per la simulazione con il modello UW-NMS sul Mar Baltico il 12 gennaio 2003 alle ore 00:00 UTC. La linea nera indica la sezione trasversale relativa ai profili mostrati in fig. 3.9

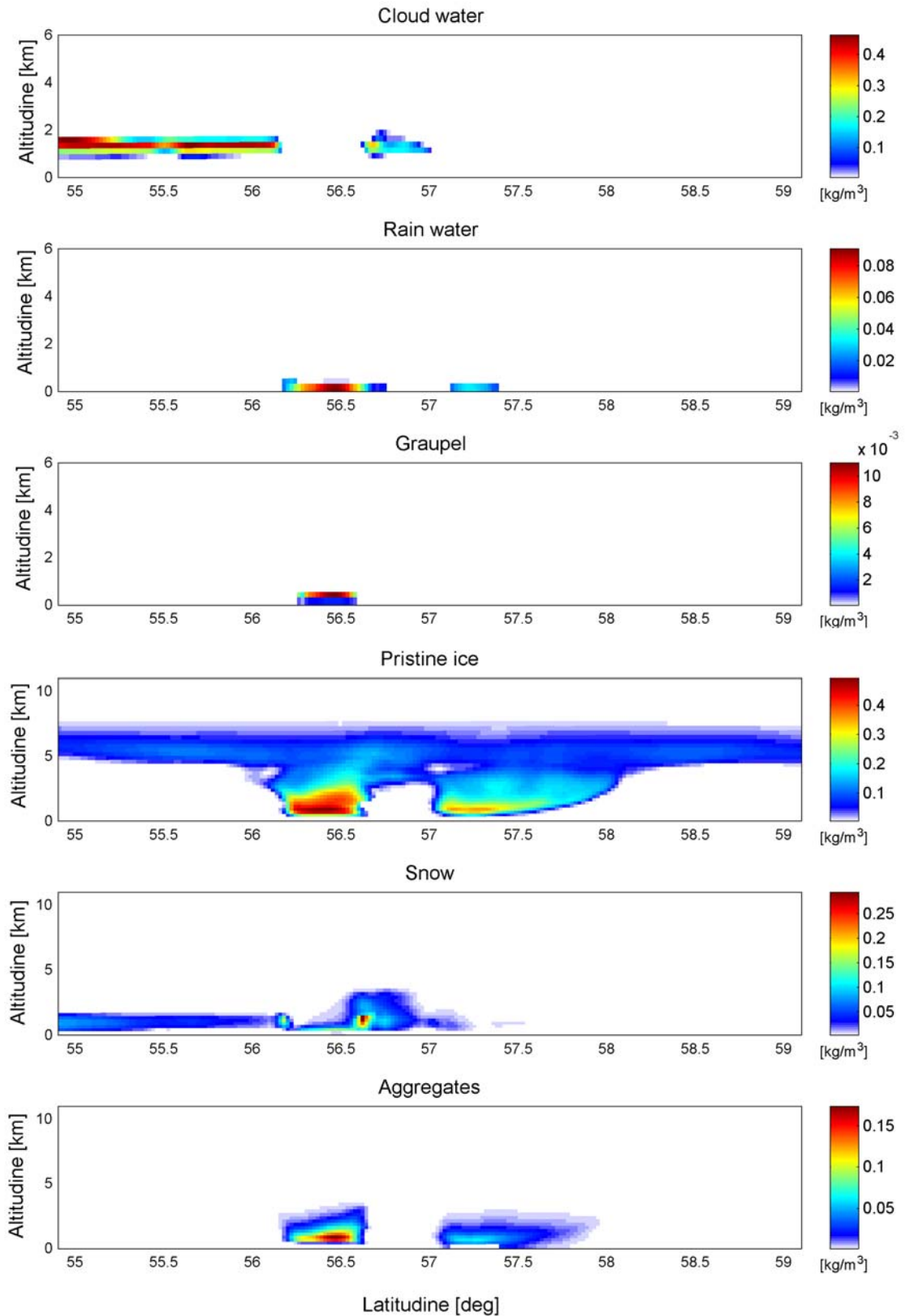


Figura 3.9 – Contenuto equivalente di acqua delle sei idrometeorie per la simulazione con il modello UW-NMS sul Mar Baltico il 12 gennaio 2003 alle ore 00:00 UTC, lungo la sezione mostrata con la traccia nera in fig. 3.8

3.3 Il modello di trasferimento radiativo (RTM)

Per simulare la temperatura di brillantezza osservata da un ipotetico satellite geostazionario alle microonde, secondo quanto specificato nei paragrafi precedenti del capitolo precedente, è necessario applicare un modello di trasferimento radiativo alle uscite del modello UW-NMS. A tal fine viene utilizzato il modello *3D-adjusted plane-parallel radiative transfer model*, descritto negli studi di Roberti et al. 1994, Liu et al. 1996, Bauer et al. 1998, e Tassa et al. 2003. Per le esigenze specifiche di questo lavoro, il modello lavorerà alla risoluzione stessa del modello UW-NMS simulando esclusivamente un'osservazione al nadir, per tutti i canali previsti nel progetto GOMAS e riportati nella tab. 2.2.

Gli input richiesti dal modello sono: i profili verticali di umidità e temperature, la temperatura e l'emissività della superficie e i profili verticali di acqua sia liquida che ghiacciata (LWC/IWC) delle diverse idrometeorie con le relative proprietà di singolo scattering. La temperatura superficiale e i profili verticali sono forniti dalle simulazione con il UW-NMS mentre l'assorbimento dei gas atmosferici alle frequenze millimetriche e submillimetriche è stato calcolato utilizzando un modello di rifrattività atmosferica (Liebe e Gimmestad 1978, Liebe 1985) che fornisce i coefficienti di assorbimento volumetrici per il vapor d'acqua e l'ossigeno.

L'emissività superficiale dipende dalla frequenza e dalle caratteristiche della superficie quali ad esempio terra/mare, rugosità superficiale, tipo di superficie, copertura vegetativa e umidità del suolo. Sebbene tutti questi parametri possano influire fortemente nel valore dell'emissività, in questo studio assumeremo dei valori costanti pari a 0,9 per le superfici terrestri e 0,65 per quelle marine. Questa scelta non comporta grandi errori perché l'importanza di un valore corretto dell'emissività superficiale è maggiore per il telerilevamento nelle bande in finestra ma lo è decisamente meno per quelle in sondaggio, com'è il caso di questo studio. Inoltre, per le tecniche di *image processing* che verranno analizzate non è necessario avere tanto delle T_B vere quanto delle T_B *verosimili*, che contengano cioè la dinamica tipica di un'osservazione alle microonde.

Il calcolo delle proprietà di singolo scattering delle varie specie di idrometeorie potrebbe essere effettuato in modo semplice con la teoria di Mie se si considerassero solo particelle sferiche di acqua o ghiaccio. La presenza però delle idrometeorie più grandi, come i fiocchi di neve e gli aggregati, le cui dimensioni sono comparabili con le frequenze millimetriche e submillimetriche, rende l'approssimazione di particella sferica per queste idrometeorie poco soddisfacente suggerendo la necessità di applicare un calcolo più preciso per le proprietà di singolo scattering. Tuttavia il modello UW-NMS pur fornendo nella sua parametrizzazione microfisica la *size distribution* e la densità delle differenti specie di idrometeorie, non dà alcuna indicazione sulla forma di quest'ultime perché è un modello strettamente progettato e sviluppato per gli scambi di masse d'acqua tra le tre fasi e le sei diverse classi di idrometeorie e non per la determinazione della forma delle idrometeorie stesse. Per questo motivo il trasferimento radiativo verrà comunque effettuato con la consueta approssimazione di particelle sferiche, per tutte le classi di idrometeorie, consentendo in tal modo l'applicazione della

teoria di Mie (Bohren e Huffman, 1983; Wiscombe, 1980), a discapito di una relazione meno precisa tra microfisica e T_B che comunque non pregiudica la verosimiglianza delle simulazioni.

Per quanto concerne le proprietà elettromagnetiche, le particelle di graupel sono assunte come “sfere omogenee equivalenti”, di densità simile a quella del ghiaccio puro (0.9 g cm^{-3}), caratterizzate da una costante dielettrica efficace ottenuta combinando le costanti dielettriche del ghiaccio e dell’aria (o dell’acqua in caso di fusione) secondo la teoria di Maxwell-Garnett sulle proprietà elettromagnetiche della combinazione di due mezzi costituita da una matrice di puro ghiaccio con inclusioni di aria (o acqua) (Bohren and Huffman 1983). Questo approccio, utile per il graupel, non può però essere utilizzato per i fiocchi di neve e gli aggregati di ghiaccio, perché particelle di ghiaccio *soffice*, cioè a bassa densità (finché completamente congelate) e per le quali non può quindi adattarsi la teoria di Maxwell-Garnett che comporterebbe delle “sfere omogenee equivalenti” con elevati fattori di asimmetria che falserebbero fortemente il trasferimento radiativo alle frequenze più elevate (380 e 425 Ghz) producendo delle T_B non sufficientemente fredde (Bizzarri et al., 2005). Per calcolare le proprietà di singolo scattering di queste idrometeore viene utilizzato il metodo sviluppato da Skofronick-Jackson (Skofronick-Jackson et al. 2004, Kim et al. 2003) che si basa su una procedura di *retrieval* sviluppata con un modello di nube per tempeste invernali. Con tale metodo è stato possibile sviluppare degli algoritmi in grado di individuare gli eventi di nevicata su terra dalle misure AMSU-B. È opportuno sottolineare che con questo modello è stato possibile simulare delle T_B che erano in buon accordo con quelle osservate dall’AMSU-B ed ottenere una stima della neve precipitata consistente con le misure radar. Questa procedura è sostanzialmente una estensione alle frequenze AMSU-B della procedura di Grenfell (Grenfell e Warren, 1999), che mostra come le proprietà di singolo scattering di particelle non sferiche, nella porzione di spettro che va dall’ultravioletto all’infrarosso, possono essere approssimate da un insieme di sfere di ghiaccio solido che abbiano lo stesso rapporto volume/superficie delle particelle non sferiche (Neshyba et al. 2003). È opportuno notare che ogni particella sferica, per conservazione della massa, può essere modellizzata da un certo numero (n_s) di particelle sferiche di egual dimensione.

Sulla base di questo approccio, la neve, gli aggregati di ghiaccio e i cristalli di ghiaccio, sono rappresentati da un insieme n_s di sfere solide di ghiaccio, tutte con un diametro determinato dal rapporto volume sezione d’urto (V/A) delle particelle non sferiche (Mugnai et al. 2004). Il volume delle idrometeore è fornito dalle uscite del modello UW-NMS mentre per il calcolo della sezione d’urto A è stata utilizzata la relazione (Heymsfield e Miloshevich 2003):

$$\frac{4A}{\pi D^2} = C_0 D^C \quad (3.11)$$

In cui D rappresenta la dimensione più grande della singola idrometeora mentre C e C_0 sono degli opportuni coefficienti che variano per le diverse idrometeore. Per i cristalli e gli aggregati di ghiaccio alle medie latitudini abbiamo i valori $C_0 = 0.18$ e $C = -0.2707$ mentre per la neve $C_0 = 0.6$ e $C = 0.0$, consistenti con i valori mostrati per diverse forme dei cristalli di neve in Heymsfield e Miloshevich

2003. Il risultato delle precedenti assunzioni porta al calcolo del diametro D_s e del numero n_s delle particelle sferiche equivalenti di ghiaccio solido:

$$D_s = \frac{\rho}{\rho_{ice}} \frac{D}{C_0 D^C} \quad n_s = \frac{C_0}{1-C} \frac{D^{3+C}}{D_s^3} \quad (3.12)$$

in cui $\rho_{ice} = 0.916 \text{ g cm}^{-3}$ mentre ρ è la densità delle tre idrometeorie considerate (neve, cristalli di ghiaccio ed aggregati di ghiaccio).

3.4 Simulazione della misura radiometrica

Il modello di trasferimento radiativo mostrato nel paragrafo precedente può essere applicato alle uscite del modello UW-NMS per produrre delle T_B alla stessa risoluzione delle simulazioni del modello di circolazione atmosferica. Il progetto GOMAS prevede invece delle temperature di brillantezza a minor risoluzione, minor campionamento e con un rumore radiometrico che dipende dal radiometro e quindi dallo stato dell'arte.

In generale una scansione radiometrica consiste in una misura di T_B su un determinato scenario operata da uno strumento, in cui è presente un'antenna e un radiometro, che può essere considerato, per le finalità di questo studio, come un trasduttore che opera sulla distribuzione di T_B .

Un antenna è generalmente caratterizzata dal *beam*, o *power pattern* che costituisce una misura della potenza ricevuta in funzione della distanza angolare dall'asse dello strumento. Il *beam* descrive cioè il modo in cui l'antenna riceve la potenza in funzione della direzione, ovvero ne descrive la risposta in ricezione. In generale il *beam* si esprime in coordinate polari e normalizzato al suo valore massimo:

$$P_n(\vartheta, \varphi) = \frac{P(\vartheta, \varphi)}{P_{\max}(\vartheta, \varphi)} \quad (3.13)$$

in cui (θ, φ) sono le coordinate polari P indica il *beam*, la cui rappresentazione tridimensionale è nota con il termine *diagramma d'antenna*. Nel caso di simmetria rotazionale, ovviamente, $P(\theta, \varphi)$ può essere rappresentato da un grafico bidimensionale passante per l'asse di simmetria, come nell'esempio mostrato in **fig. 3.10** per l'AMSU-B (da Bennartz, 2000). Le dimensioni del diagramma d'antenna a -3dB rappresentano il *full width half maximum* (FWHM) che definiscono l'IFOV del sensore in esame e pertanto la risoluzione spaziale del radiometro. Sostanzialmente il diagramma d'antenna definisce il modo in cui un sensore *osserva* uno scenario di T_B . Il risultato dell'osservazione radiometrica, definito nel seguito di questa ricerca *temperatura d'antenna* (T_A), può quindi essere considerato come la convoluzione tra il diagramma d'antenna e la T_B dello scenario osservato.

Traducendo queste considerazioni nel caso in esame, è possibile simulare la T_A effettuando la convoluzione della T_B ottenuta dall'applicazione del modello di trasferimento radiativo alle uscite del modello di nube UW-NMS. In termini matematici è possibile pertanto scrivere:

$$TA(x,y) = TB(x,y) \otimes H(x,y) + N(x,y) \quad (3.14)$$

in cui $TA(x,y)$ è il risultato dell'osservazione radiometrica che si vuole simulare, $TB(x,y)$ lo scenario di temperatura di brillantezza ottenuto mediante applicazione del modello RTM ai risultati della simulazione con il modello di nube, $H(x,y)$ è il diagramma d'antenna, $N(x,y)$ il rumore radiometrico, \otimes l'operatore di convoluzione ed (x,y) le coordinate spaziali. Per ottenere la simulazione della misura radiometrica secondo le specifiche del progetto GOMAS sarà infine sufficiente effettuare un'operazione di campionamento su $TA(x,y)$ secondo le specifiche del progetto.

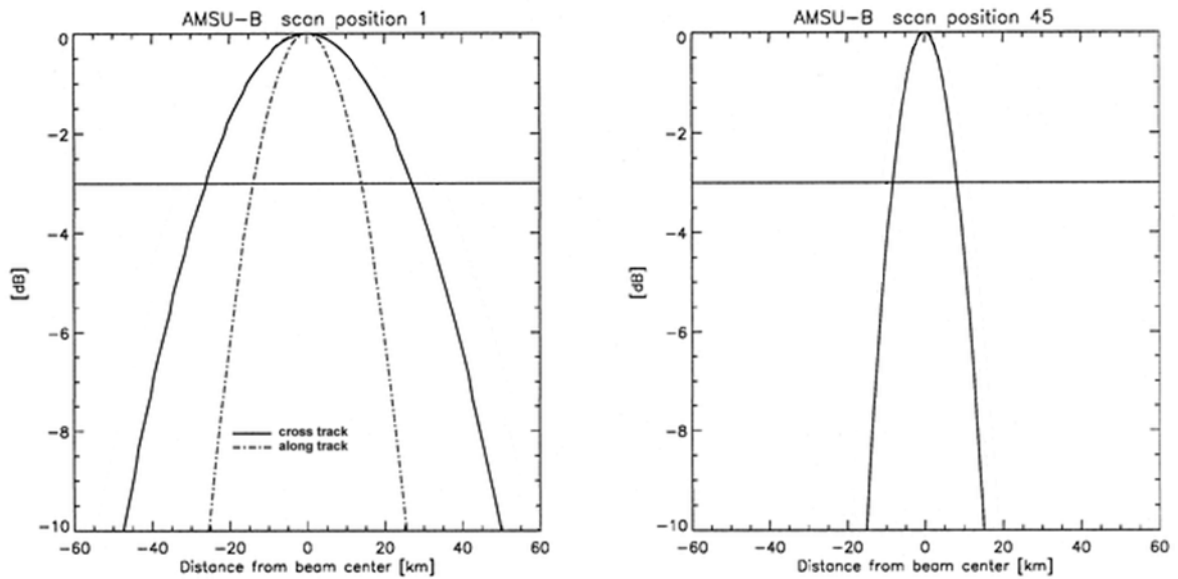


Figura 3.10 – Diagramma d'antenna in coordinate rettangolari per il sensore AMSU-B: a sinistra relativamente al pixel più esterno, in cui le dimensioni lungo la direzione di scansione (along track) e ortogonalmente ad essa (cross track) sono diverse e a destra relativamente al pixel centrale in cui il diagramma d'antenna è a simmetria rotazionale (da Bennartz, 2000).

Per comprenderne meglio il significato dell'equazione precedente è utile passare nel dominio delle frequenze spaziali mediante trasformata di Fourier: in questo modo è possibile anche sostituire al prodotto di convoluzione un semplice prodotto scalare, rendendo più semplice la soluzione dell'eq. 3.14.

$$TA(u,v) = TB(u,v) \cdot H(u,v) + N(u,v) \quad (3.15)$$

in cui (u,v) rappresentano le coordinate frequenza spaziale ($1/x, 1/y$). La trasformata di Fourier della misura radiometrica, $TA(u,v)$, in virtù del prodotto scalare, conterrà solo le frequenze spaziali che sono presenti sia nella trasformata di Fourier di $TB(u,v)$ che in quella del diagramma d'antenna $H(u,v)$, pertanto il radiometro può essere considerato a tutti gli effetti come un filtro passa-basso, un filtro cioè che elimina le alte frequenze spaziali lasciando inalterate quelle basse. L'operazione di convoluzione deve però essere seguita dall'addizione del rumore radiometrico, che introdurrà in $TA(x,y)$ degli alti valori di frequenza spaziale caratterizzate da una distribuzione casuale. Il risultato di queste due operazioni sarà pertanto un'immagine di temperatura di brillantezza simile a

quella prodotta dalla successiva applicazione del modello UW-NMS e del modello di trasferimento radiativo, ma a minor risoluzione spaziale e con un diffuso disturbo casuale.

In questa ricerca non terremo conto degli effetti della curvatura della superficie terrestre e tutti i campionamenti verranno effettuati pari a quelli del progetto GOMAS nel s.s.p. (10 km) con una doppia giustificazione. In primo luogo si è interessati a valutare gli aumenti di risoluzione in termini percentuali, ben sapendo che il campionamento, ed eventualmente la risoluzione, sulla verticale del satellite (intersezione del meridiano di Greenwich con l'equatore) sarà sempre superiore a quella che sia avrà al crescere, in valore assoluto, della latitudine e della longitudine. In secondo luogo, i casi studio esaminati sono su regioni complessivamente ristrette, il che implica che le variazioni delle dimensioni del campionamento nei tra casi studio in esame possano essere in prima approssimazione trascurate.

3.4.1 La Trasformata Discreta di Fourier

Per trasformare l'eq. 3.14 nell'eq. 3.15, per passare cioè dalle coordinate spaziali a quelle in frequenza spaziale è necessario effettuare la trasformata discreta di Fourier (*Discrete Fourier Transform*, DFT) delle immagini di temperatura di brillantezza $TB(x,y)$, del filtro d'antenna $H(x,y)$ e del rumore radiometrico $N(x,y)$.

In generale, data una funzione continua $g(x,y)$, effettuare un campionamento ad intervalli regolari Δx e Δy significa passare ad una funzione discreta $f(x,y)$ tale che:

$$g(x,y) \xrightarrow{\text{campionamento}} f(x,y) \equiv f(x_0 + x\Delta x, y_0 + y\Delta y) \text{ con } \begin{cases} x = 0, 1, 2, \dots, M-1 \\ y = 0, 1, 2, \dots, N-1 \end{cases} \quad (3.16)$$

Per ogni coppia di valori interi (x,y) , la funzione campionata $f(x,y)$ fornisce un valore della funzione originale $g(x,y)$. Data questa definizione di campionamento, effettuare una trasformata di Fourier bidimensionale della funzione $f(x,y)$ significa passare alla funzione $F(u,v)$ definita da:

$$F(u,v) = \frac{1}{MN} \sum_{x=0}^{M-1} \sum_{y=0}^{N-1} f(x,y) e^{-j2\pi \left(\frac{ux}{M} + \frac{vy}{N} \right)} \text{ con } \begin{cases} u = 0, 1, 2, \dots, M-1 \\ v = 0, 1, 2, \dots, N-1 \end{cases} \quad (3.17)$$

In cui (u,v) sono le coordinate *frequenza spaziale*, che identificano il generico campione della trasformata di Fourier. Con questa definizione appare evidente che $F(u\Delta u, v\Delta v)$ rappresenta $F(u,v)$ così come $f(x_0 + x\Delta x, y_0 + y\Delta y)$ rappresenta $f(x,y)$, con la differenza che $F(u,v)$ è centrata negli origini degli assi (0,0) ed è periodica nel piano di Fourier. La relazione tra $(\Delta u, \Delta v)$ e $(\Delta x, \Delta y)$ è data da:

$$\Delta u = \frac{1}{M\Delta x} \quad \Delta v = \frac{1}{N\Delta y} \quad (3.18)$$

Osservando l'eq. 3.17, appare evidente che il costo computazionale di una DFT è $O[M^2 \cdot N^2]$ che è possibile ridurre a $O[M \log_2(M) \cdot N \log_2(N)]$ utilizzando la *Fast Fourier Transform* (FFT) senza conseguenze apprezzabili nel risultato finale. L'algoritmo FFT più diffuso è l'algoritmo di Cooley-

Tukey. Questo algoritmo si basa sull'idea di dividere ricorsivamente una DFT di qualsiasi dimensione N tale che $N=N_1 \cdot N_2$ in DFT più piccole di dimensioni N_1 e N_2 . Sia questo metodo che l'idea più generale di una trasformata di Fourier veloce, fu resa popolare da una pubblicazione di J. W. Cooley e J. W. Tukey nel 1965, anche se in seguito si scoprì che i due autori avevano indipendentemente reinventato un algoritmo già noto a Gauss nel 1805 (Gergkand 1969, Strang 1993). L'uso più conosciuto dell'algoritmo di Cooley-Tukey consiste nel dividere in due parti di $N/2$ una DFT ad ogni iterazione:

$$\sum_{n=0}^{N-1} a_n e^{-j\frac{2\pi nk}{N}} = \sum_{n=0}^{N/2-1} a_{2n} e^{-j\frac{2\pi(2n)k}{N}} + \sum_{n=0}^{N/2-1} a_{2n+1} e^{-j\frac{2\pi(2n+1)k}{N}} = \sum_{n=0}^{N/2-1} a_n^{even} e^{-j\frac{2\pi nk}{N/2}} + e^{-j\frac{2\pi k}{N}} \sum_{n=0}^{N/2-1} a_n^{odd} e^{-j\frac{2\pi nk}{N/2}} \quad (3.19)$$

anche se tale metodo è evidentemente ottimizzato solo per dimensioni che siano potenze di due, ma può essere reso più generale utilizzando qualsiasi fattorizzazione (com'era noto sia a Gauss che a Cooley e Tukey). Anche se l'idea di base è quella di un algoritmo ricorsivo, la maggior parte degli algoritmi FFT, come quello utilizzato in questa ricerca, riorganizzano tale idea abbandonando il metodo ricorsivo e suddividendo la DFT in un certo numero prefissato di DFT, superando pertanto diversi limiti che si possono incontrare a seconda della fattorizzazione scelta (Press et al. 1992, Arndt 2005). Ovviamente la FFT in due dimensioni è una generalizzazione di quanto mostrato in una dimensione.

3.4.2 Il diagramma d'antenna

Per risolvere l'eq. 3.14-3.15 è necessario definire il diagramma d'antenna per ciascuna frequenza radiometrica. Purtroppo la definizione di questa grandezza avviene solo in una fase molto avanzata del progetto, pertanto abbiamo arbitrariamente scelto di utilizzare una gaussiana bidimensionale che abbia il FWHM, che esprime la larghezza a metà altezza, pari all'IFOV previsto per il canale in esame:

$$f(x, y) = \frac{1}{2\pi\sigma_x\sigma_y\sqrt{1-\rho^2}} \exp\left\{-\frac{1}{2(1-\rho^2)}\left[\frac{(x-\bar{x})^2}{\sigma_x^2} + \frac{(y-\bar{y})^2}{\sigma_y^2} - 2\rho\frac{(x-\bar{x})(y-\bar{y})}{\sigma_x\sigma_y}\right]\right\} \quad (3.20)$$

con \bar{x} e \bar{y} che esprimono le coordinate dell'asse centrale e ρ il coefficiente di correlazione. Fissando $\rho = 0$ si ottiene una gaussiana a simmetria rotazionale. In **fig. 3.11** è mostrato un diagramma d'antenna, caratterizzato da un FWHM di 35 pixel, pari ad 81,9 km per il caso studio del 12 gennaio 2003 sul Mar Baltico (2.34 km x 35 pixel), corrispondente al canale a 54 GHz il cui IFOV misura 81 km al s.s.p. in accordo a quanto mostrato in tab. 2.1.

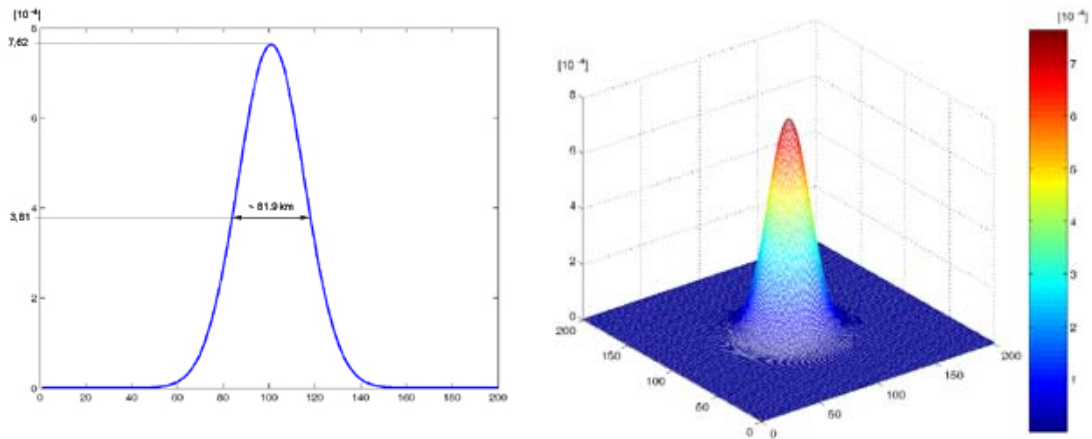


Figura 3.11 – Sezione e superficie gaussiana per il diagramma d'antenna per la banda 54 GHz per la simulazione sul Mar Baltico

3.4.3 Convoluzione della T_B con il diagramma d'antenna

L'operazione di convoluzione bidimensionale rappresenta sostanzialmente una media effettuata con una specifica funzione peso. Il generico risultato dell'operazione di convoluzione di una matrice $f(i,j)$ con $0 \leq i < M$ e $0 \leq j < N$ con un *kernel* h di dimensioni I e J , è una matrice $g(i,j)$ di $M \times N$ elementi definiti da:

$$g(i, j) = \sum_{x=-I/2}^{I/2} \sum_{y=-J/2}^{J/2} f(i+x, j+y)h(x, y) \quad (3.21)$$

Quando quest'operazione viene effettuata su immagini di dimensioni finite è facile rendersi conto che gli indici che definiscono gli elementi della matrice f all'interno della sommatoria possono assumere anche valore negativo, quando si vuole effettuare il calcolo della media sui pixel di bordo. Per risolvere questo problema generalmente si estende la dimensione dell'immagine f in tutte le quattro direzioni di una quantità pari alla semi larghezza $I/2$ e alla semi altezza $J/2$ del kernel h , assegnando degli specifici valori a questi pixel (Cohen et al. 1993). In questa ricerca sono state prese in esame tre tecniche differenti che possono essere così sintetizzate:

- *zero-padding*: che consiste nell'estendere l'immagine con valori nulli;
- *periodic-padding*: che consiste nella ripetizione periodica dell'immagine nello spazio;
- *symmetrization*: che consiste nella ripetizione periodica dell'immagine nello spazio, in modo che questa risulti però simmetrica all'immagine adiacente rispetto alla linea di confine o al punto di vertice.

Nella **fig. 3.12** sono riportate un esempio di immagini di temperatura di brillantezza con le relative convoluzioni mediante le tre tecniche proposte, da cui appare evidente che la tecnica *symmetrization* è quella che produce i risultati migliori, pertanto le altre due tecniche vengono abbandonate. Appare altresì evidente l'azione del filtro d'antenna che ha rimosso le alte frequenze spaziali degradando la qualità dei dettagli dell'immagine di temperatura di brillantezza originale.

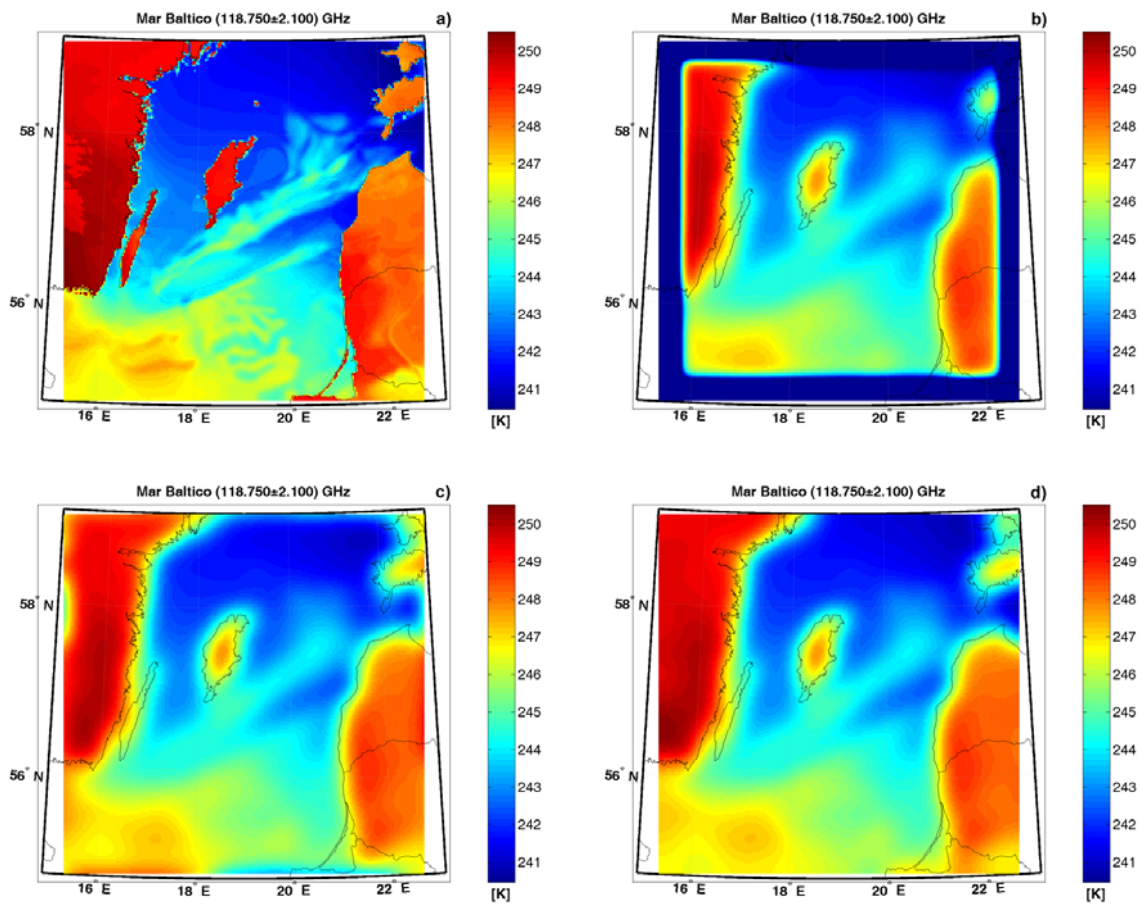


Figura 3.12 – a) esempio di T_B per il caso studio del Mar Baltico ad alta risoluzione. Convoluzione della T_B con il filtro d'antenna con tecnica: b) zero-padding, c) periodic-padding, d) symmetrization

3.4.4 Campionamento dell'immagine

Il progetto GOMAS prevede un campionamento dell'immagine di 10 km al s.s.p. pertanto il campionamento dei dati simulati, pari a 2.34 km per i casi studio sul Piemonte e sul Mar Baltico e 3.1 km per il caso studio sull'Adriatico, deve essere ridotto. Come già accennato, in questa ricerca utilizzeremo un campionamento regolare su tutta l'immagine, cercando di approssimare la dimensione prevista nel progetto GOMAS, senza tener conto della variabilità geografica del campionamento perché l'interesse è quello di valutare l'aumento di risoluzione in termini percentuali e non assoluti. Per questo motivo effettueremo un'operazione di campionamento estraendo un pixel ogni 16 (4 x 4) nei casi studio sul Piemonte e sul Mar Baltico e uno ogni 9 (3 x 3) per il caso studio dell'Adriatico. Questa operazione verrà effettuata sul risultato del prodotto di convoluzione mostrato nel paragrafo precedente.

L'operazione di decimazione o sottocampionamento deve essere effettuata nel rispetto del teorema del campionamento, altrimenti si possono generare delle distorsioni nel segnale che si vuole

ricostruire quali ad esempio il fenomeno dell'aliasing, che possono creare problemi nelle tecniche di aumento di risoluzione che verranno analizzate nel prosieguo di questa ricerca.

Il teorema del Campionamento

Secondo il teorema del campionamento, detto anche teorema Nyquist-Shannon, è possibile ricostruire un segnale con larghezza di banda finita e nota a partire da quello campionato solo se il campionamento è effettuato ad una frequenza almeno doppia della massima frequenza contenuta nel segnale. Osservando lo schema di **fig. 3.13**, in cui sono rappresentate alcune periodicità della trasformata di Fourier (aree in rosa) di un'immagine sul piano delle frequenze spaziali, è facile convincersi che la frequenza di campionamento ($1/\Delta x, 1/\Delta y$) risulta minore del doppio della massima frequenza contenuta nel segnale (W_u, W_v) quando ogni singola periodicità sul piano di Fourier non si sovrappone a quelle contigue.

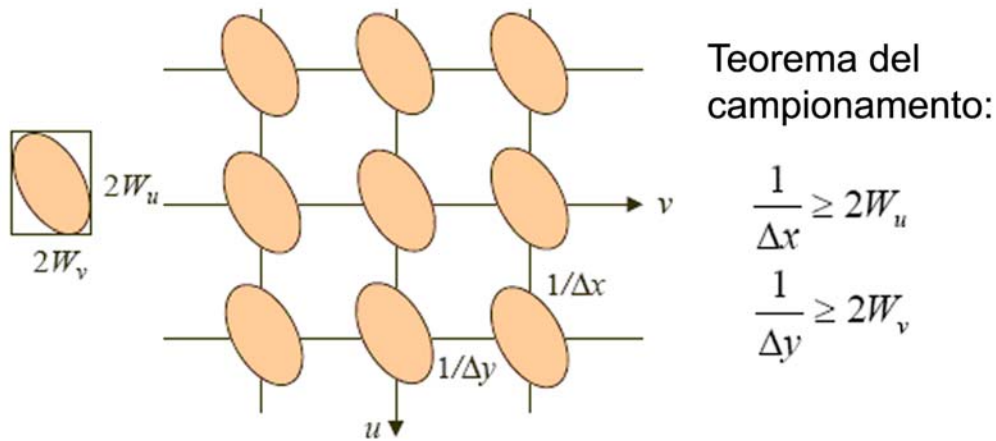


Figura 3.13 – Il teorema del campionamento per un'immagine è rispettato quando una singola periodicità della sua trasformata di Fourier non si sovrappone a quelle adiacenti.

In virtù di quanto precedentemente spiegato, per effettuare un campionamento a 10 km in entrambe le direzioni è necessario verificare che:

$$\frac{1}{10km} \geq 2W \Rightarrow W \leq 0.05km^{-1} \quad (3.22)$$

in cui W rappresenta la massima frequenza spaziale contenuta nell'immagine.

Nell'operazione di convoluzione dell'eq. 3.14-3.15 il diagramma d'antenna si comporta come filtro passa-basso che elimina le alte frequenze spaziali lasciando inalterate quelle basse. Ricordando che il FWHM del diagramma d'antenna rappresenta la risoluzione finale del prodotto di convoluzione, è facile convincersi che la temperatura d'antenna $TA(x,y)$ essendo definita da $TB(x,y) \otimes H(x,y)$ avrà come massima risoluzione l'IFOV corrispondente al canale in esame e precisamente 81 km per la banda a 54 GHz, 37 km per quella a 118 GHz, 24 km per quella a 183 GHz, 12 km per quella a 380 GHz e 10 km per quella a 425 GHz. Traducendo la risoluzione in frequenza spaziale, semplicemente effettuandone l'inversione, risulta evidente che la massima frequenza contenuta nel

segnale per le tre bande nel millimetrico sono nell'ordine 0.012 km^{-1} , 0.027 km^{-1} e 0.042 km^{-1} , che soddisfano pertanto l'eq. 3.22. Per le due frequenze nel submillimetrico abbiamo invece il mancato rispetto del teorema di Nyquist-Shannon, condizione insita nel fatto che il campionamento e il filtro d'antenna hanno dimensioni simili per la banda 380 GHz ed addirittura uguali per la banda 425 GHz. Questo fenomeno comporterà un disturbo ad alta frequenza spaziale del segnale, nel caso in cui lo si volesse riportare al campionamento originale, noto con il termine di *aliasing*, che andrà in parte a sovrapporsi al rumore radiometrico.

3.4.5 Il rumore radiometrico

Il rumore radiometrico $NE\Delta T$, è un rumore bianco, cioè un disturbo casuale a media nulla con una distribuzione gaussiana di deviazione standard pari al $NE\Delta T$ del canale in esame, secondo quanto indicato nel progetto GOMAS/GEM e riportato nell'eq. 2.1 e in tab. 2.2. Per generare questo rumore si è creata una semplice matrice di valori casuali¹ con distribuzione nota da sommarsi al risultato del prodotto di convoluzione secondo quanto mostrato nelle eqq. 3.14-3.15. La **fig. 3.14** mostra un esempio di rumore radiometrico relativo al canale 50.300 GHz per il caso studio del Mar Baltico: una matrice di (50x50) pixel con un rumore a media nulla e a distribuzione gaussiana con deviazione standard pari a 0.48 K.

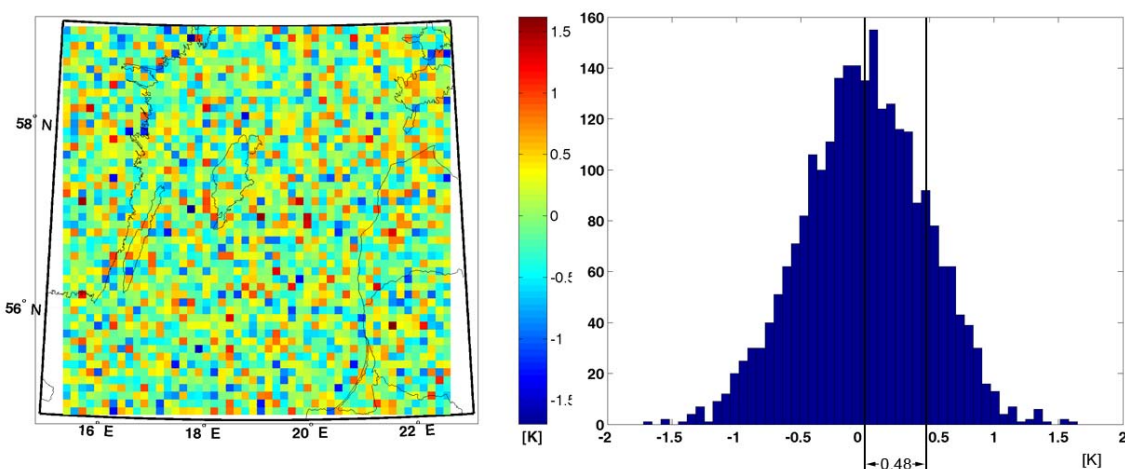


Figura 3.14 – Matrice di rumore radiometrico con $NE\Delta T = 0.48 \text{ K}$ per il caso studio sul Mar Baltico (50px x 50px) per il canale 50.30 GHz

3.4.6 La temperature d'antenna nei casi studio selezionati

Utilizzando le specifiche mostrate nei paragrafi precedenti è possibile simulare le T_A per i casi studio simulati con il modello di nube UW-NMS. Le uscite di questo modello possono essere utilizzate nel modello di trasferimento radiativo per ottenere delle T_B che costituiranno in questa ricerca lo scenario vero da cui derivare le temperature d'antenna e con cui confrontare il risultato

¹ La generazione di una matrice di numeri casuali è realizzata mediante l'algoritmo RAND di MatLab, basato sul generatore di numeri casuali SWB di Marsaglia, con un periodo di 2^{1492} (Marmaglia et al., 1991).

delle differenti tecniche di aumento di risoluzione che verranno mostrate nel prosieguo della ricerca. Per calcolare le T_A è necessario applicare il calcolo sintetizzato nelle eqq. 3.14-3.15 che può essere riassunto in convoluzione della T_B con il filtro d'antenna, successivo processo di decimazione e addizione del rumore radiometrico. Sia questo calcolo che le successive tecniche di aumento di risoluzione andrebbero concettualmente effettuate per tutte le 44 frequenze previste dal progetto GOMAS e riportate nella tab. 2.2. Dato però che molte T_B hanno caratteristiche simili, limiteremo il calcolo solo ad alcune frequenze, utilizzando 2 canali per ciascuna banda nel millimetrico ed un solo canale per le due bande nel submillimetrico. Per quest'ultime verrà selezionato solo il canale più in finestra, questo per avere la maggior dinamica di segnale e quindi più dettaglio ad alta risoluzione, per via del contributo non nullo della superficie terrestre, più evidente ai margini della banda che meno al centro di essa. Per le bande nel millimetrico verrà selezionato, con la stessa logica, il canale più trasparente, ma insieme ad esso verrà altresì selezionato il canale la cui funzione peso ha il suo massimo all'incirca alla stessa altitudine (5km) a cui ha il suo massimo la funzione peso dei canali più trasparenti delle bande nel submillimetrico. Questa scelta viene effettuata per valutare gli effetti di una specifica tecnica di aumento di risoluzione, definita *image-fusion*, su cui torneremo nel capitolo dedicato all'aumento di risoluzione. In **tab. 3.3** vengono riportati i canali scelti per effettuare la simulazione della misura radiometrica ed applicare le successive tecniche di aumento di risoluzione, con le principali caratteristiche. Nelle **figg. 3.15÷3.38** vengono riportate le relative T_B e T_A simulate per i casi studio selezionati.

ν [GHz]	$\Delta\nu$ [MHz]	IFOV [km]	Pixel [km]	NEAT [K]	Picco della funzione peso
53.845	190	81	10	0.48	5 km
50.300	180	81	10	0.48	Superficie
118.750 ± 2.100	800	37	10	0.33	5 km
118.750 ± 5.000	2000	37	10	0.21	Superficie
183.310 ± 5.000	2000	24	10	0.34	5 km
183.310 ± 17.000	4000	24	10	0.36	Superficie
380.197 ± 18.000	2000	12	10	0.72	6 km
424.763 ± 4.000	1000	10	10	1.02	5 km

Tabella 3.3 – Canali GOMAS utilizzati per simulare la T_A ed applicare le successive tecniche di aumento di risoluzione

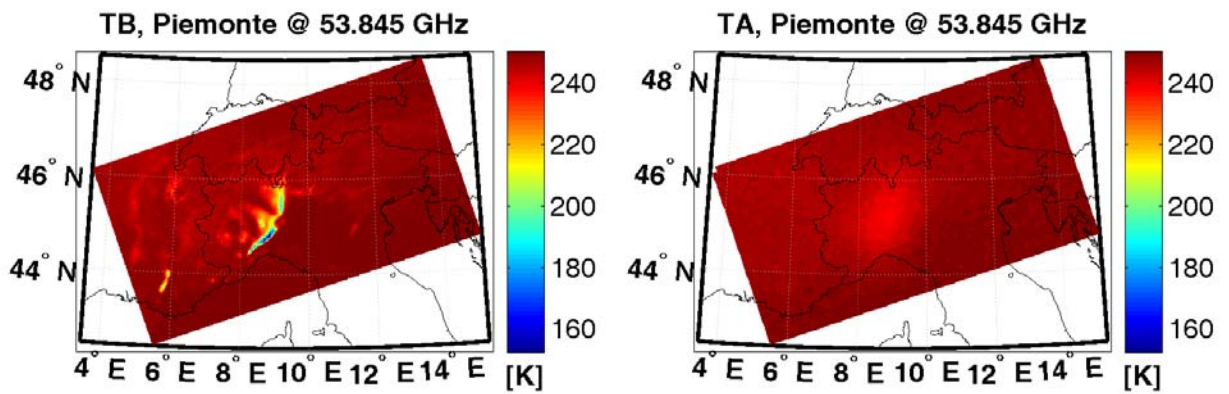


Figura 3.15 – Piemonte, 24 novembre 2002 alle ore 12:00 UTC @ 53.845 GHz

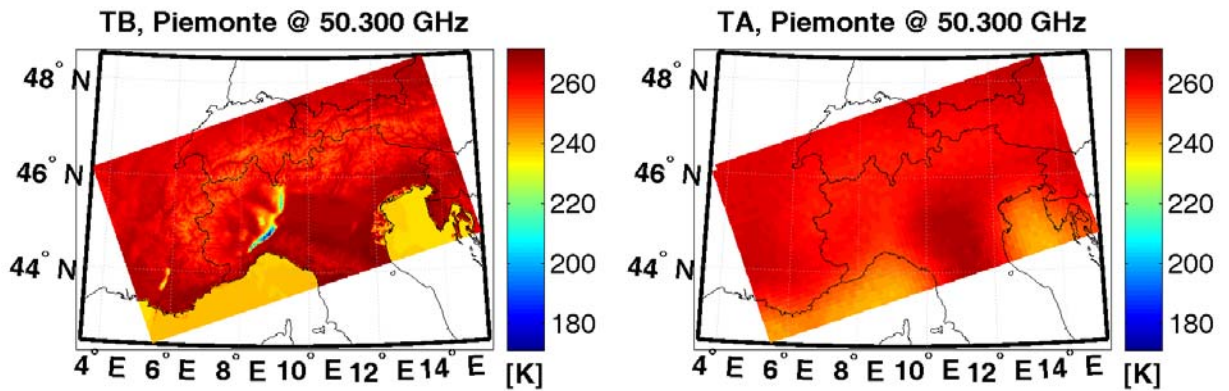


Figura 3.16 – Piemonte, 24 novembre 2002 alle ore 12:00 UTC @ 50.300 GHz

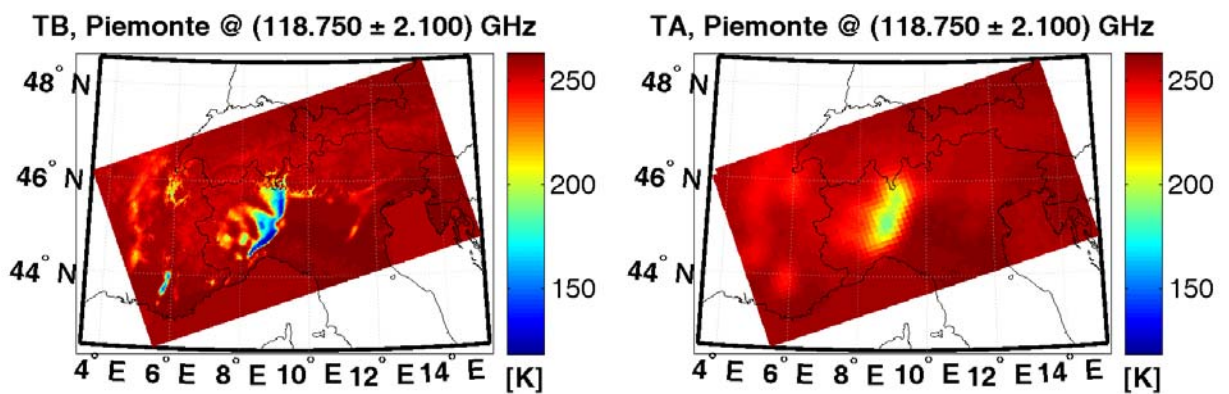


Figura 3.17 – Piemonte, 24 novembre 2002 alle ore 12:00 UTC @ (118.750 ± 2.100) GHz

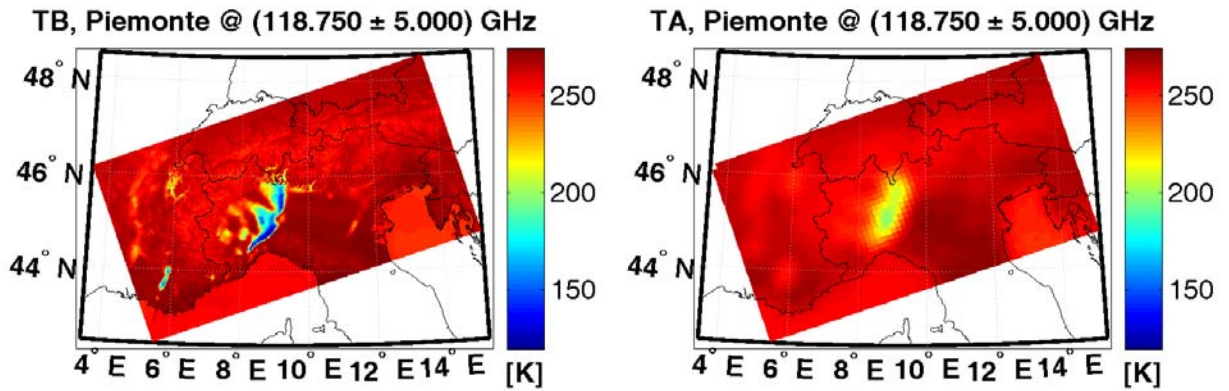


Figura 3.18 – Piemonte, 24 novembre 2002 alle ore 12:00 UTC @ (118.750 ± 5.000) GHz

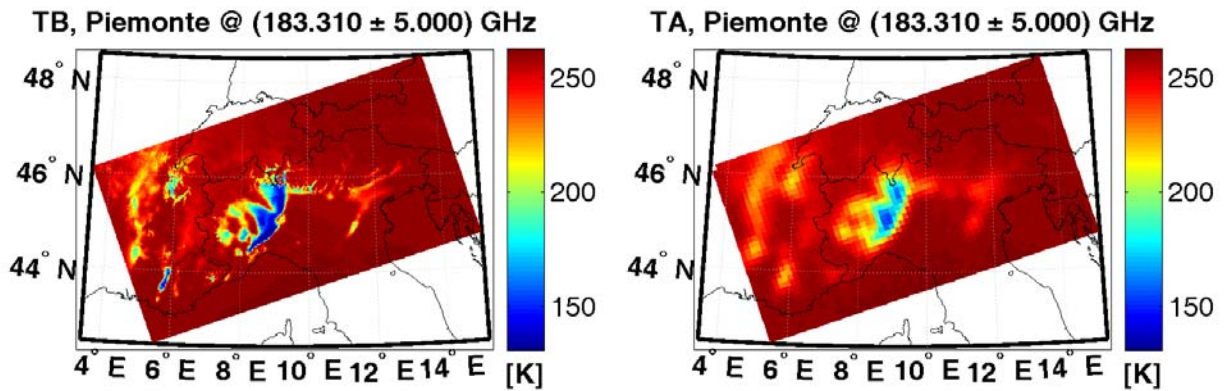


Figura 3.19 – Piemonte, 24 novembre 2002 alle ore 12:00 UTC @ (183.310 ± 5.000) GHz

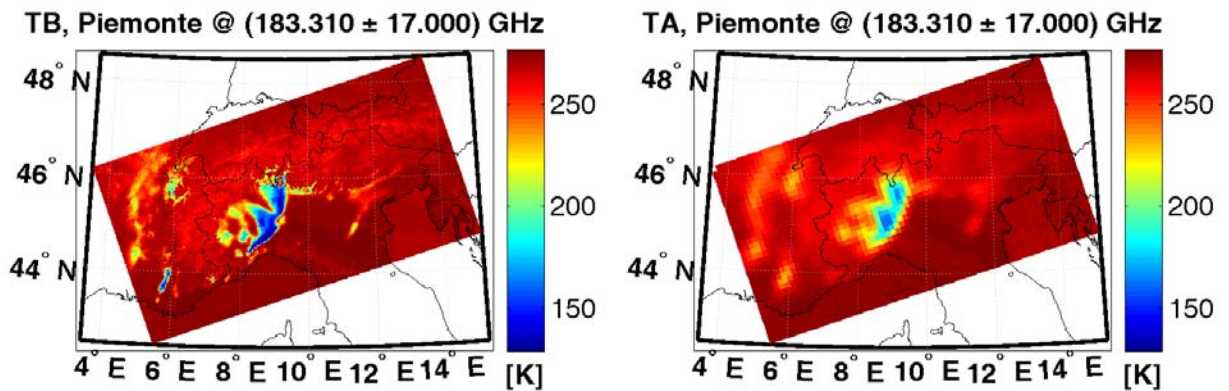


Figura 3.20 – Piemonte, 24 novembre 2002 alle ore 12:00 UTC @ (183.310 ± 17.000) GHz

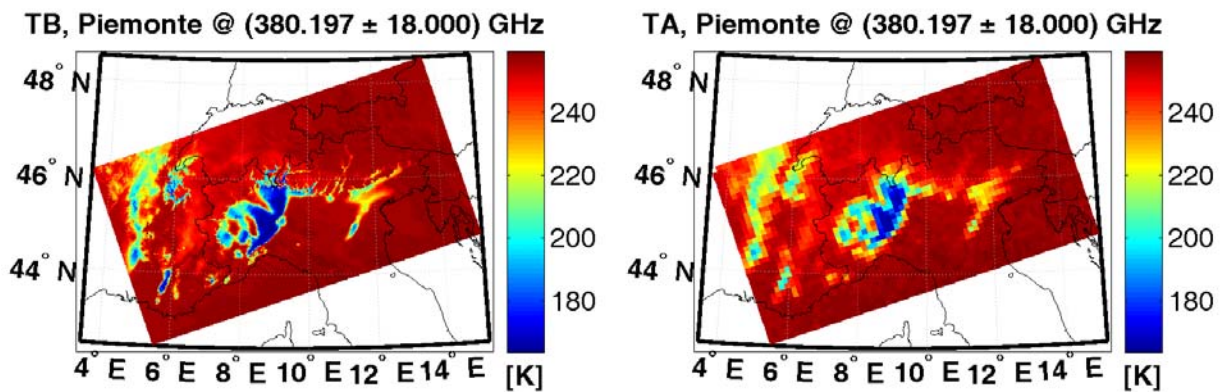


Figura 3.21 – Piemonte, 24 novembre 2002 alle ore 12:00 UTC @ (380.197 ± 18.000) GHz

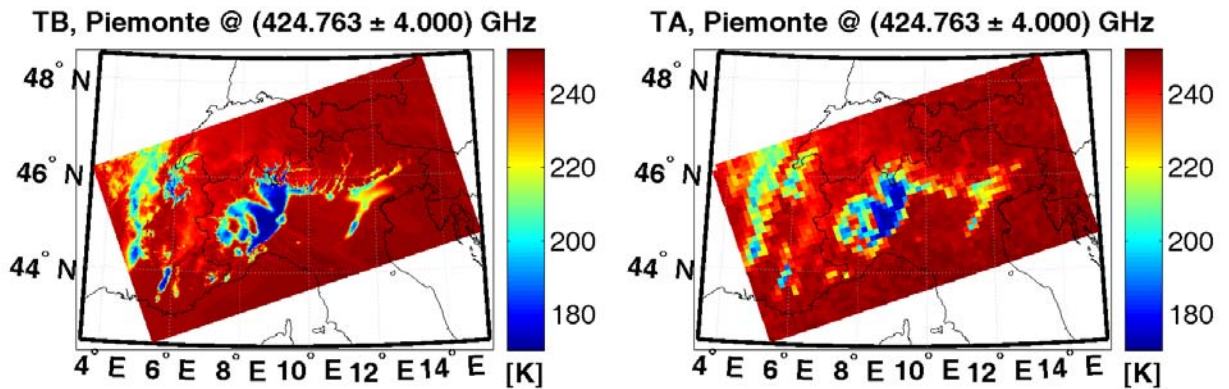


Figura 3.22 – Piemonte, 24 novembre 2002 alle ore 12:00 UTC @ (424.763 ± 4.000) GHz

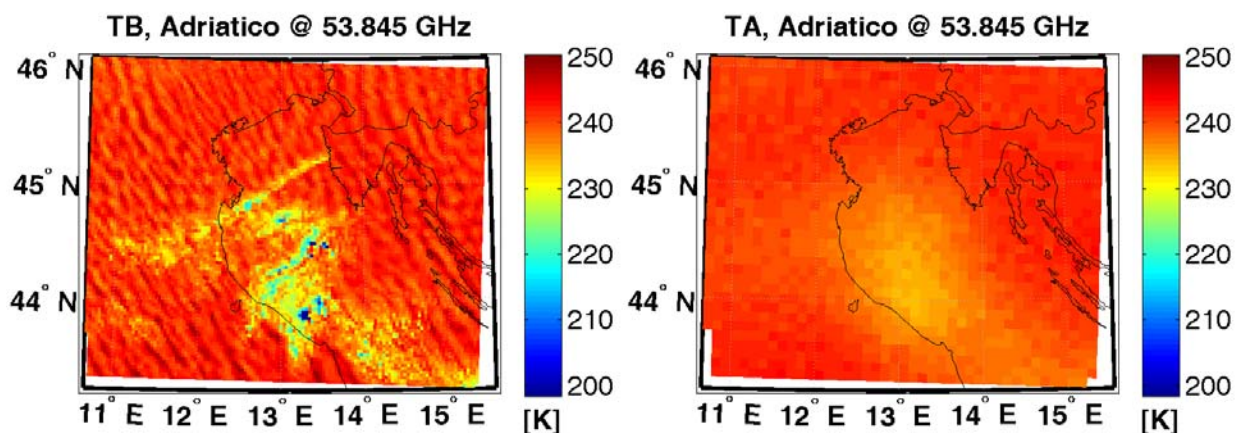


Figura 3.23 – Mar Adriatico, 28 febbraio 2004 alle ore 06:00 UTC @ 53.845 GHz

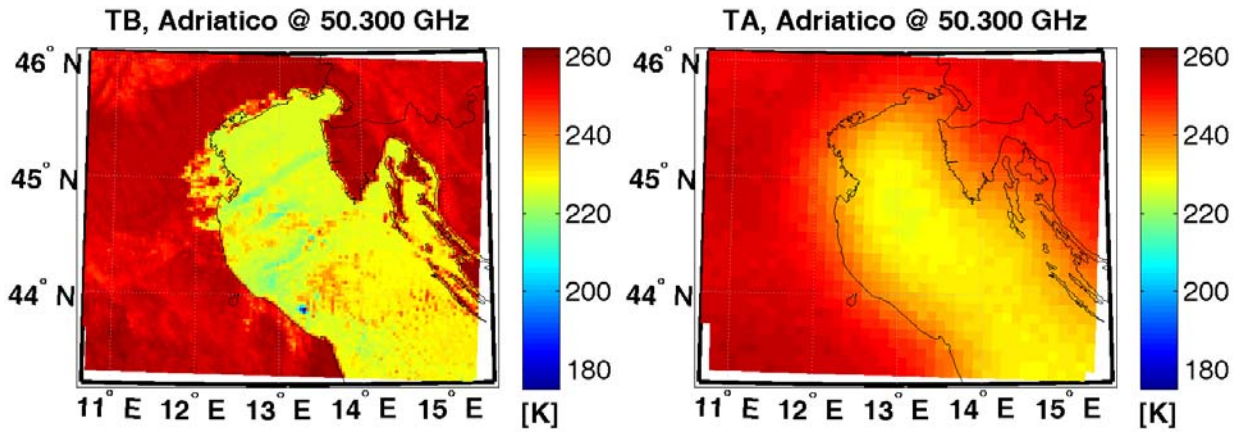


Figura 3.24 – Mar Adriatico, 28 febbraio 2004 alle ore 06:00 UTC @ 50.300 GHz

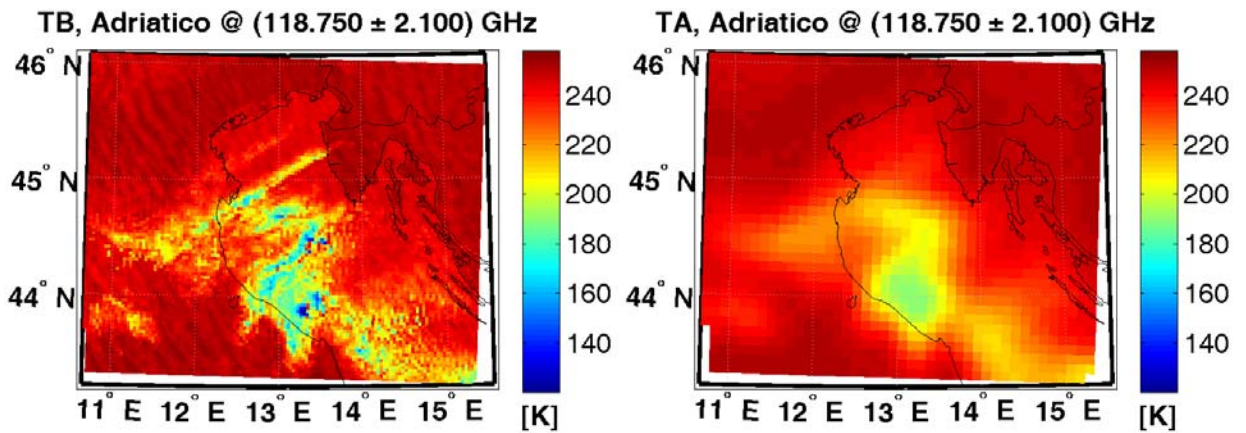


Figura 3.25 – Mar Adriatico, 28 febbraio 2004 alle ore 06:00 UTC @ (118.750 ± 2.100) GHz

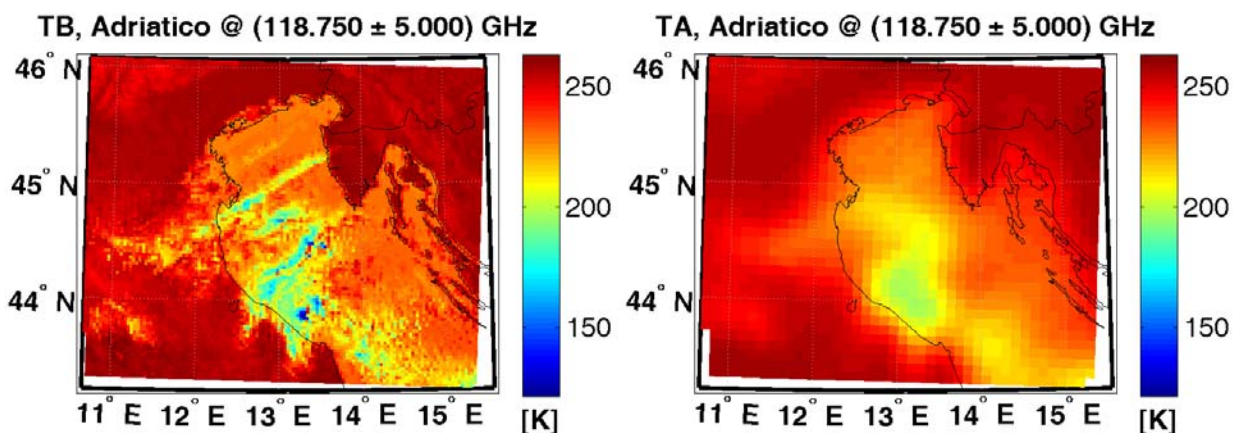


Figura 3.26 – Mar Adriatico, 28 febbraio 2004 alle ore 06:00 UTC @ (118.750 ± 5.000) GHz

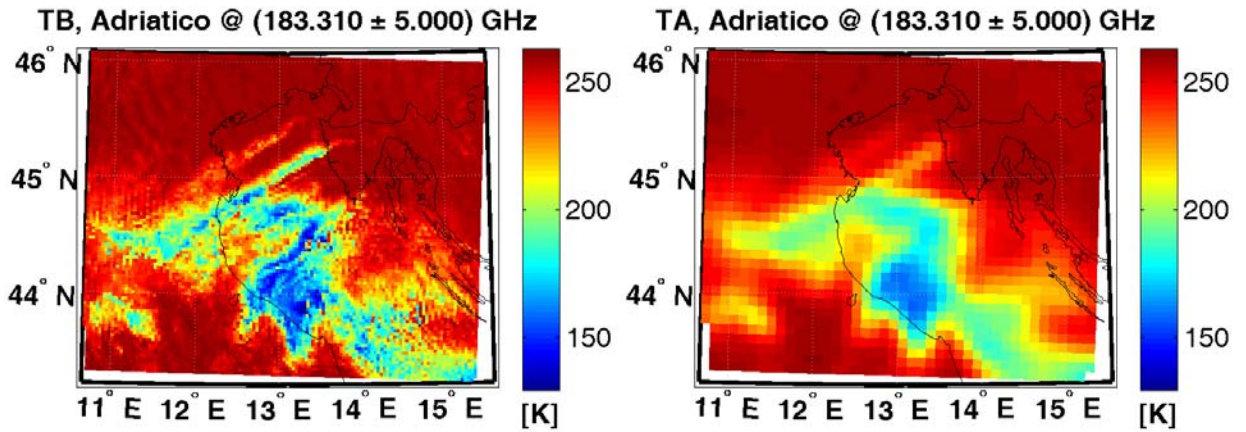


Figura 3.27 – Mar Adriatico, 28 febbraio 2004 alle ore 06:00 UTC @ (183.310 ± 5.000) GHz

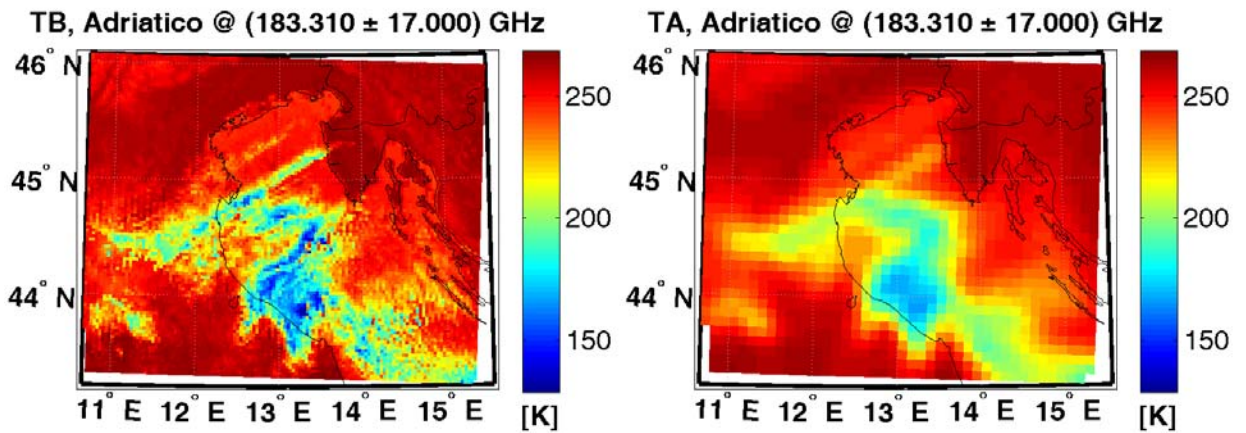


Figura 3.28 – Mar Adriatico, 28 febbraio 2004 alle ore 06:00 UTC @ (183.310 ± 17.000) GHz

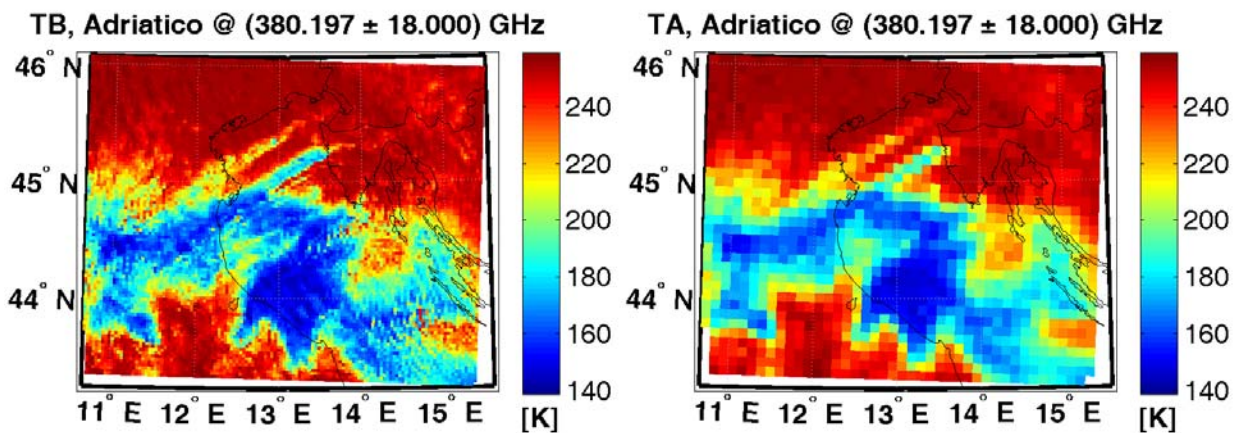


Figura 3.29 – Mar Adriatico, 28 febbraio 2004 alle ore 06:00 UTC @ (380.197 ± 18.000) GHz

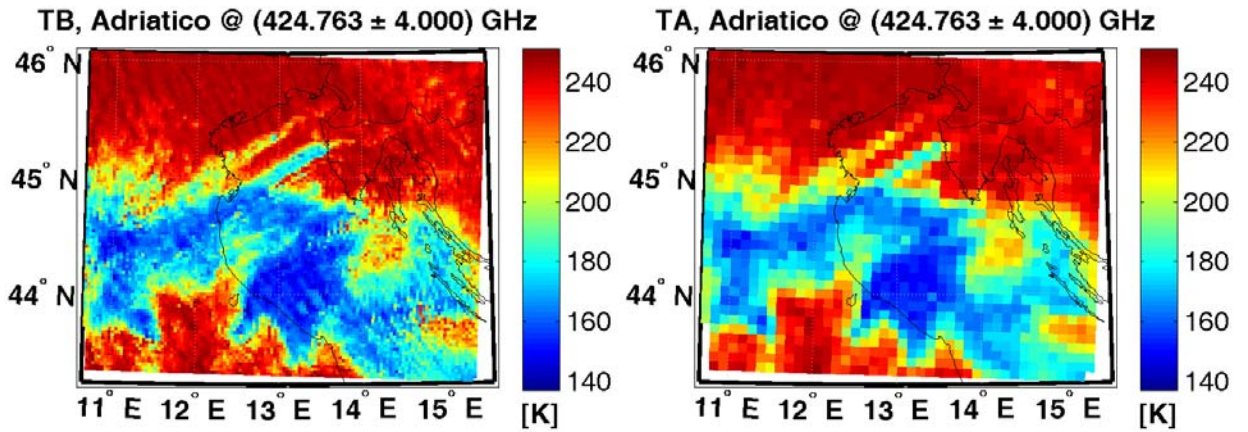


Figura 3.30 – Mar Adriatico, 28 febbraio 2004 alle ore 06:00 UTC @ (424.763 ± 4.000) GHz

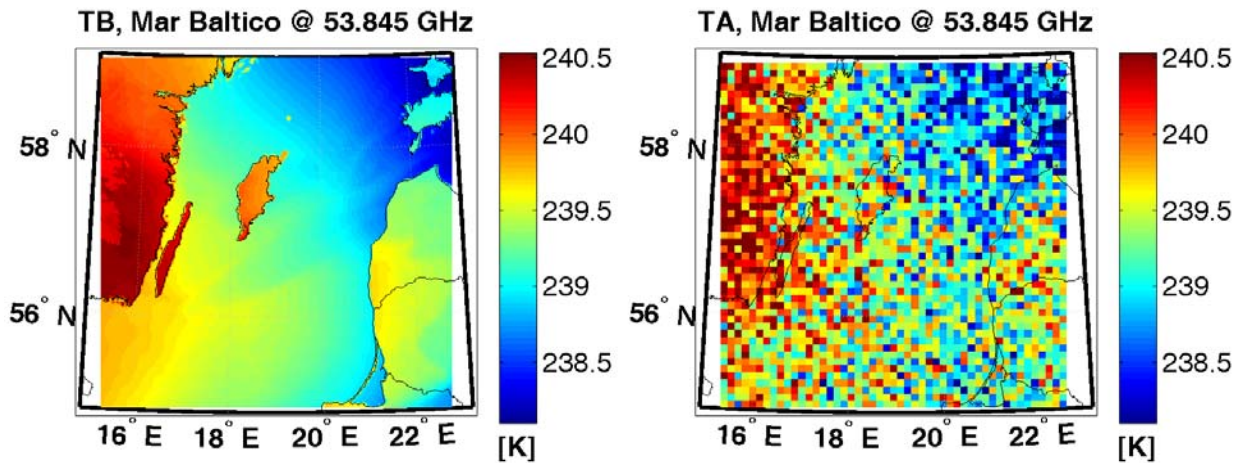


Figura 3.31 – Mar Baltico, 12 gennaio 2003 alle ore 00:00 UTC @ 53.845 GHz

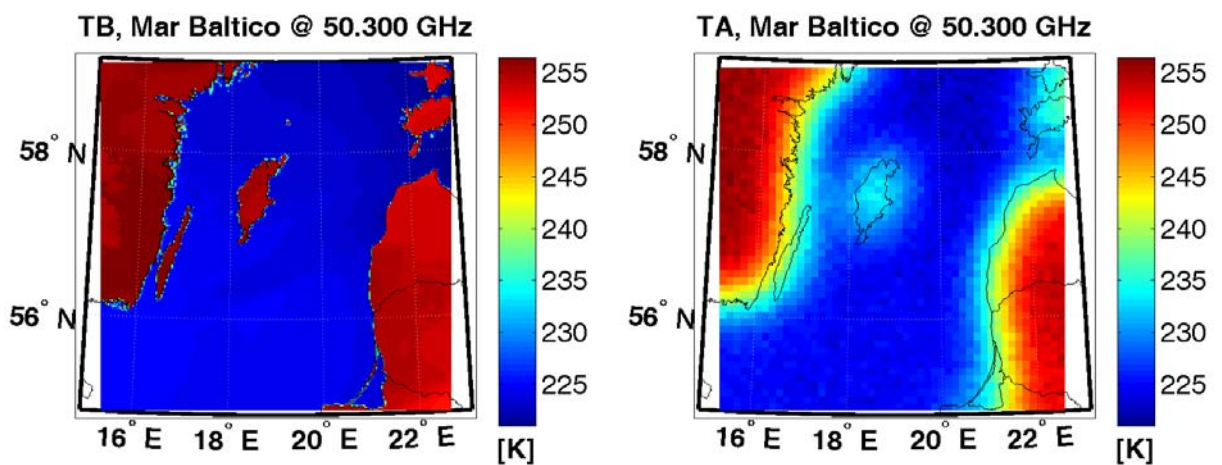
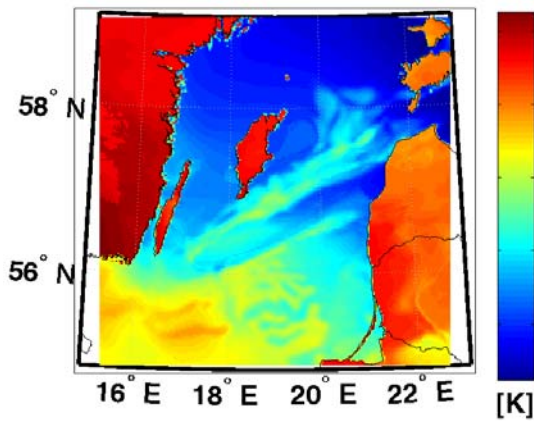


Figura 3.32 – Mar Baltico, 12 gennaio 2003 alle ore 00:00 UTC @ 50.300 GHz

TB, Mar Baltico @ (118.750 ± 2.100) GHz



TA, Mar Baltico @ (118.750 ± 2.100) GHz

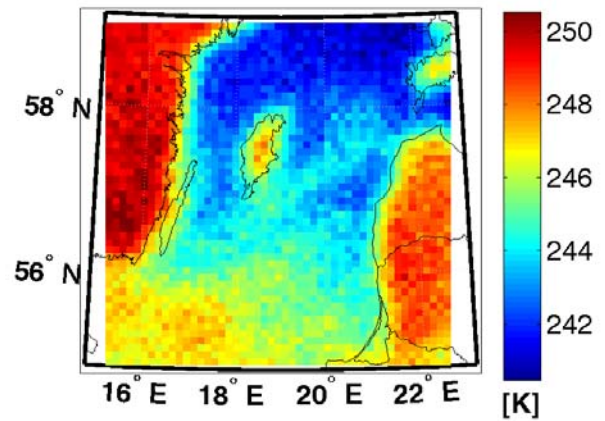
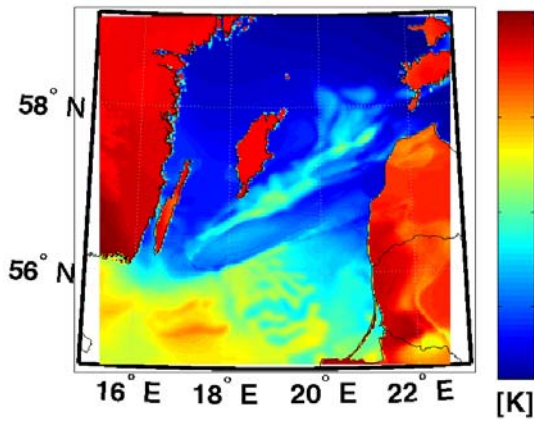


Figura 3.33 – Mar Baltico, 12 gennaio 2003 alle ore 00:00 UTC @ (118.750 ± 2.100) GHz

TB, Mar Baltico @ (118.750 ± 5.000) GHz



TA, Mar Baltico @ (118.750 ± 5.000) GHz

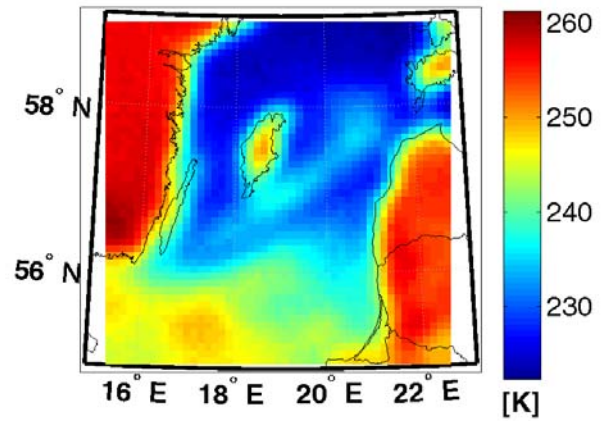
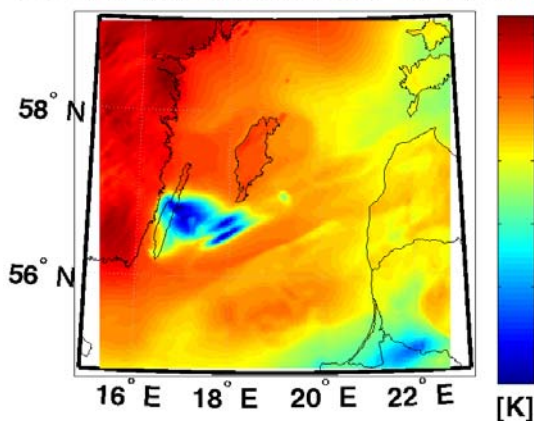


Figura 3.34 – Mar Baltico, 12 gennaio 2003 alle ore 00:00 UTC @ (118.750 ± 5.000) GHz

TB, Mar Baltico @ (183.310 ± 5.000) GHz



TA, Mar Baltico @ (183.310 ± 5.000) GHz

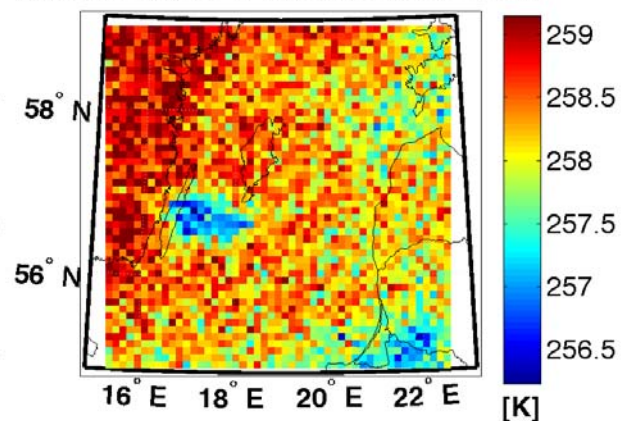
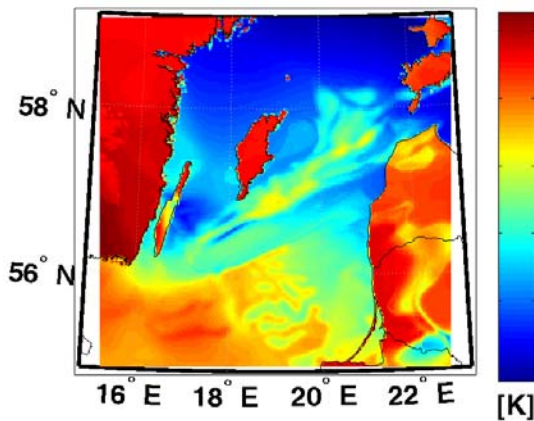


Figura 3.35 – Mar Baltico, 12 gennaio 2003 alle ore 00:00 UTC @ (183.310 ± 5.000) GHz

TB, Mar Baltico @ (183.310 ± 17.000) GHz



TA, Mar Baltico @ (183.310 ± 17.000) GHz

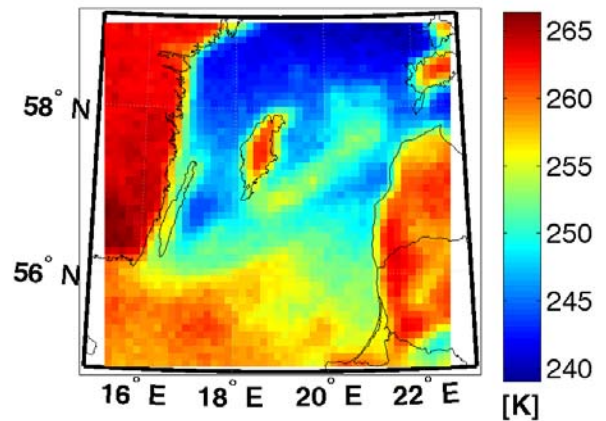
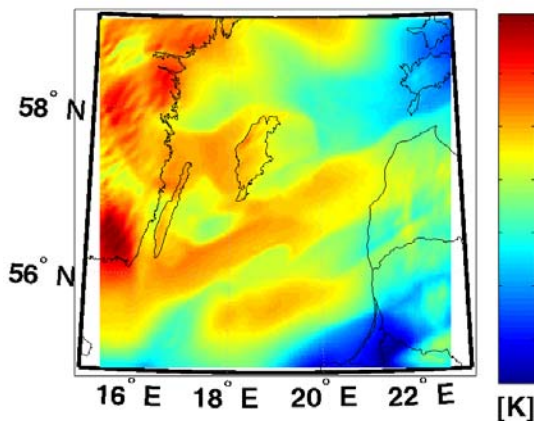


Figura 3.36 – Mar Baltico, 12 gennaio 2003 alle ore 00:00 UTC @ (183.310 ± 17.000) GHz

TB, Mar Baltico @ (380.197 ± 18.000) GHz



TA, Mar Baltico @ (380.197 ± 18.000) GHz

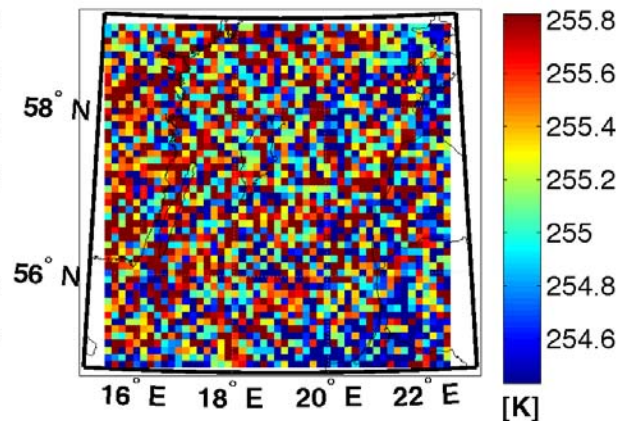
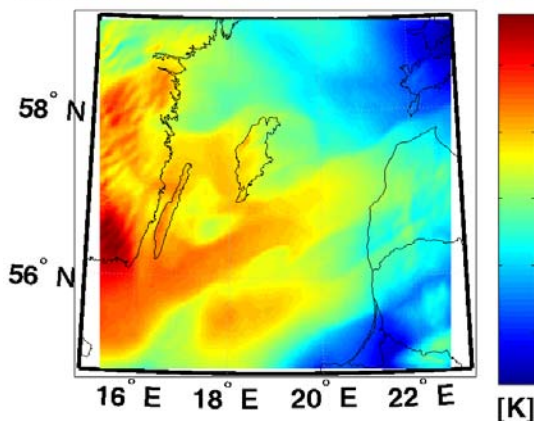


Figura 3.37 – Mar Baltico, 12 gennaio 2003 alle ore 00:00 UTC @ (380.197 ± 18.000) GHz

TB, Mar Baltico @ (424.763 ± 4.000) GHz



TA, Mar Baltico @ (424.763 ± 4.000) GHz

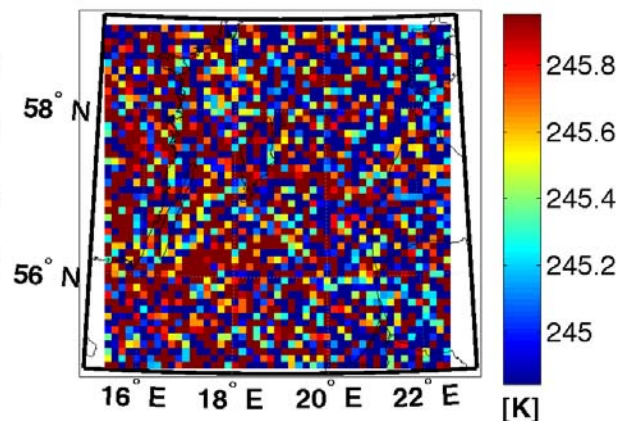


Figura 3.38 – Mar Baltico, 12 gennaio 2003 alle ore 00:00 UTC @ (424.763 ± 4.000) GHz

Capitolo 4 – Sondaggio di umidità e temperatura

4.1 Utilizzo del sondaggio alle MW

Il sondaggio alle MW nelle bande di assorbimento dell'O₂ e dell'H₂O consente di calcolare, rispettivamente, i profili verticali di temperatura ed umidità, fintanto che ci si trovi in condizioni di cielo chiaro o comunque con strutture di nubi cui non sia associata della precipitazione. In caso di precipitazione infatti, la dimensione delle idrometeore diviene comparabile con le lunghezze d'onda alle MW ed intervengono fenomeni di scattering a seguito dei quali le funzioni peso mostrate nel paragrafo 1.5 tendono a schiacciarsi tutte verso la nube, impedendo di fatto il retrieval dei profili verticali di umidità e temperatura.

In *fig. 4.1* viene mostrata l'osservazione di 4 differenti celle convettive, effettuata da una campagna di misurazioni aeree in alcuni canali alle MW, riportata in termini di perturbazione della temperatura di brillantezza ottenuta per differenza del valore misurato dal valore medio. Osservando le differenti misure, è facile rendersi conto che la trasparenza delle stesse celle convettive diminuisce al crescere della frequenza, per via della diminuzione della lunghezza d'onda e il conseguente aumento di idrometeore coinvolte nei processi scattering. Mentre è ragionevolmente corretto quindi asserire che le zone più fredde nel canale (52.6-53) GHz sono associate a precipitazione, quelle relative al canale (424.76±3.25)GHz identificano probabilmente solo la copertura nuvolosa.

Se invece di confrontare diverse bande si confrontassero solo i canali di una stessa banda, si avrebbero comunque delle differenti immagini di T_B dello stesso scenario associato al fatto che i canali ai margini della banda di assorbimento riescono ad osservare fino ad altitudini molto basse e quindi probabilmente al di sotto della nube, mentre spostandosi verso il centro della banda si potrebbero osservare gli strati più alti della nube o addirittura al di sopra di essa.

Raffinando ulteriormente l'analisi qualitativa precedente e rendendola quantitativa in presenza di tutti i canali GOMAS, è possibile determinare quali siano i pixel non precipitanti, con i quali calcolare i profili verticali di umidità e temperatura, e quali siano invece quelli precipitanti per fornire delle stime di precipitazione. L'aspetto più delicato del problema è ovviamente nelle zone di confine, in cui le frequenze più alte possono osservare delle nubi a differenza di quelle più basse: in queste regioni appare evidente che sia il calcolo dei profili che la stima delle precipitazioni sarà tanto più affidabile quanto maggiore sarà la risoluzione dell'immagine. Una buona risoluzione

consentirà quindi di limitare al minimo le regioni per le quali non è possibile calcolare i profili, oltre ovviamente a fornire un miglior dettaglio delle strutture precipitanti.

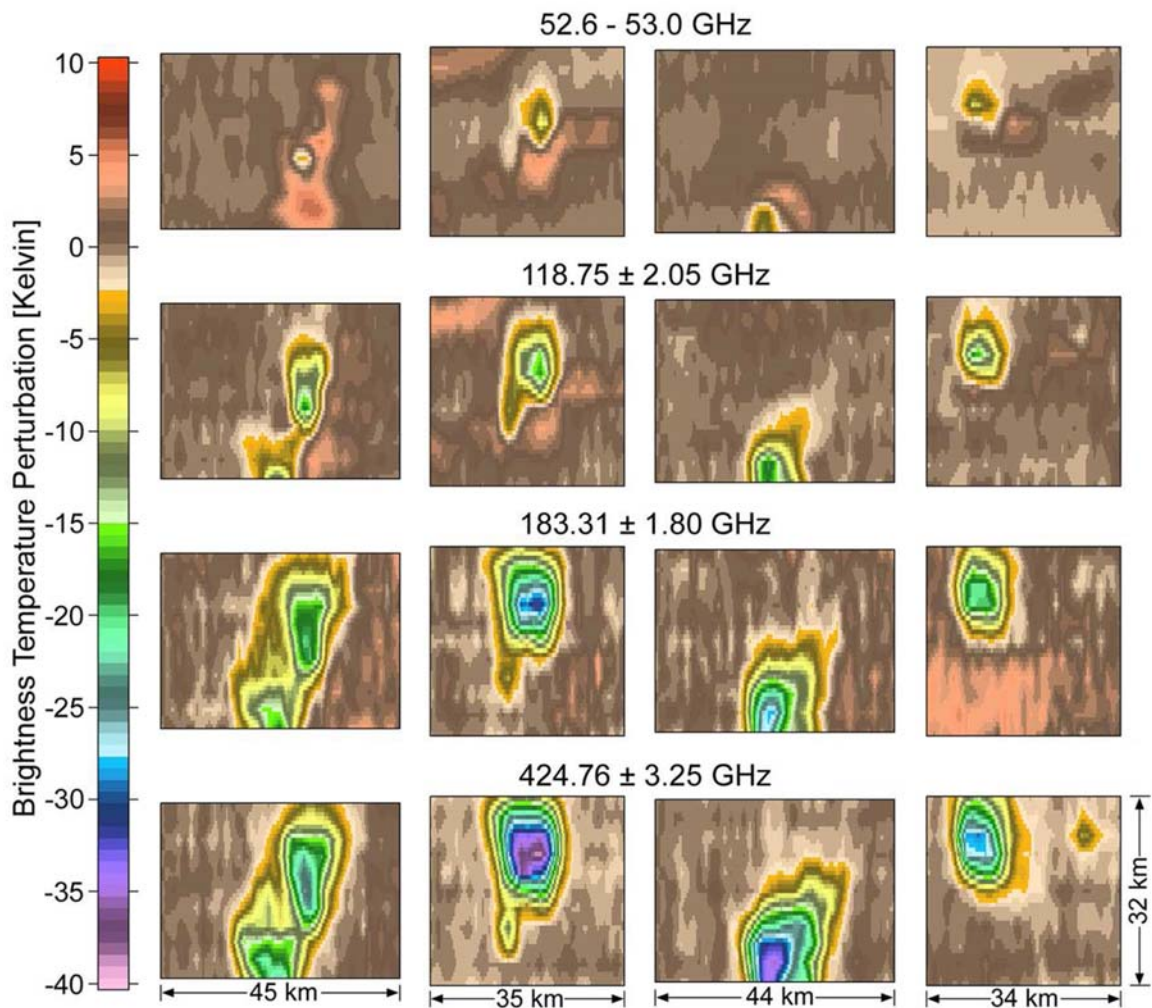


Figura 4.1 - 4 differenti celle convettive (da sinistra a destra) osservate in 4 canali diversi. Campagna aerea The National Polar-orbiting Operational Environmental Satellite System (NPOESS) Aircraft Sounder Testbed - Microwave (NAST-M), il 13/03/2003 (da Leslie e Staelin 2004)

4.2 Calcolo dei profili verticali di umidità e temperatura

In questo paragrafo viene descritto il modello di trasferimento radiativo utilizzato per il calcolo dei profili verticali di umidità e temperatura per il sensore AMSU (Rosenkranz, 2001), sviluppato dal *Massachusetts Institute of Technology* (MIT) in collaborazione con il *NOAA Environmental Technology Laboratory* (ETL) e successivamente riadattato per le specifiche GOMAS. L'algoritmo si basa su un processo iterativo a varianza minima fondato su tecniche di retrieval descritte da Wang e Chen (1990), Wilheit (1990), Kuo et al. (1994), e Wilheit e Hutchinson (1997). L'algoritmo utilizza delle statistiche a priori per i parametri che caratterizzano il sistema ed utilizza le bande di assorbimento dell'ossigeno per il retrieval dei profili verticali di temperatura mentre

quelle in finestra insieme a quelle di assorbimento del vapor d'acqua sono utilizzate nel retrieval dei profili verticali di umidità.

4.2.1 Il modello diretto

Il trasferimento radiativo

L'equazione di Plank 1.2 introdotta nel primo capitolo, mostra che la brillantezza spettrale è una funzione non lineare della temperatura. Tuttavia nell'atmosfera terrestre, per le temperature fisiche che la caratterizzano, le frequenze delle microonde si trovano nella regione asintotica della curva di Plank ed è quindi possibile sostituire, nell'equazione del trasferimento radiativo, la brillantezza spettrale con la temperatura di brillantezza con un errore di alcuni centesimi di K. L'unica eccezione a questa approssimazione si ha per i raggi cosmici, ai quali deve essere assegnata una T_B efficace Θ_C data da:

$$\Theta_C = (hv / 2k)(e^{hv/kT_C} + 1)(e^{hv/kT_C} - 1)^{-1} \quad (4.1)$$

con $T_C=2.73$ K (Janssen, 1993). Con questa approssimazione, l'equazione del trasferimento radiativo diviene:

$$\Theta = \Theta_{direct} + \tau[\Theta_S + \Theta_{sky}(1 - \Theta_S / T_S)] \quad (4.2)$$

in cui Θ è la T_B emessa dallo strato superiore dell'atmosfera, Θ_{direct} è la componente della T_B emessa dall'atmosfera verso lo spazio, τ è la trasmittanza atmosferica, Θ_S è la T_B superficiale, Θ_{sky} è la T_B del cielo osservata dalla superficie e T_S è la temperatura fisica superficiale.

Il modello di brillantezza superficiale

Il modello per la T_B di superficie utilizza le informazioni *a priori* sull'emissività, ricavata in base al tipo di superficie, con una funzione analitica che consente di adattare la T_B superficiale ai dati di input. Matematicamente, la T_B superficiale Θ_S è modellizzata come:

$$\Theta_S = \Theta_{S0} + \frac{R_0 T_0 + R(\nu) T_\infty}{R_0 + R(\nu)} \quad (4.3)$$

in cui Θ_{S0} è il valore iniziale di T_B fornito dalle informazioni *a priori*, e R_0 e $R(\nu)$ sono definite rispettivamente come $(\nu_0/31.4 \text{ GHz})^S$ e $R(\nu) = (\nu/31.4 \text{ GHz})^S$ con S che vale 1.2 su superficie di terra e mista terra-mare e 3 su superficie di mare. L'ultimo fattore, che dipende dalla frequenza utilizzata, è un parametro di *smoothing* del segnale che serve per ridurre gli errori associati alla rugosità delle superficie oceaniche, all'errata classificazione della superficie o all'errata valutazione della frazione di terra/mare all'interno dello stesso IFOV (Grody, 1988). T_0 , T_∞ , ν_0 sono tre parametri liberi, non correlati, per cui risolvere l'equazione precedente.

Modello di umidità e condensazione atmosferica

I valori di T_B alle frequenze GOMAS dipendono dal profilo verticale di opacità dell'atmosfera e dalla relativa temperatura, indipendentemente dalla causa dell'opacità stessa che può essere dovuta sia al vapor d'acqua che all'acqua liquida. Sebbene quindi la fisica di condensazione del vapor d'acqua possa sembrare di secondaria importanza, viene comunque introdotta perché aggiunge alcuni vincoli *a priori* utili alla soluzione generale del problema.

La copertura nuvolosa è parametrizzata con un modello a soglia (Sundvquist et al., 1989) in cui una soglia di umidità relativa determina l'inizio del processo di condensazione. Dato che il profilo di vapor d'acqua può saturare solo in una porzione dell'IFOV, la soglia è fissata all'85% piuttosto che al 100% di umidità relativa.

Nel modello di condensazione utilizzato, i profili verticali di densità di vapor d'acqua e di acqua liquida della nube sono entrambi determinati da un unico parametro H . Per valori di H al di sotto dell'85%, si ha solo vapor d'acqua e H coincide con l'umidità relativa, per valori di H nell'intervallo (85÷115)%, si hanno variazioni nel vapor d'acqua e nell'acqua liquida mentre per valori di H superiori a 115% aumenta l'acqua in fase liquida mentre il vapor d'acqua resta in saturazione. Giacché tutto il processo iterativo e il test di convergenza, come mostrato più avanti, verranno effettuati sui valori di T_B , che a loro volta saranno calcolati a partire dalle densità colonnari di vapor d'acqua e di acqua liquida, il ruolo del parametro H in questo algoritmo è solo quello di introdurre dei vincoli *a priori*.

Con questo modello abbiamo per la densità media di vapore d'acqua nell'IFOV:

$$\rho_v = \begin{cases} \rho_s H / 100 & H \leq 85\% \\ \rho_s [0.85 + 0.15(2b - b^2)] & 85\% < H < 115\% \\ \rho_s & H \geq 115\% \end{cases} \quad (4.4)$$

mentre per quella relativa all'acqua liquida abbiamo:

$$\rho_L = \begin{cases} 0 & H \leq 85\% \\ C_L b^2 & 85\% < H < 115\% \\ C_L (2b - 1) & H \geq 115\% \end{cases} \quad (4.5)$$

in cui $b = (H-85)/30$, ρ_s è la densità di saturazione del vapore calcolato a partire dai profili verticali di temperatura, C_L è un coefficiente equivalente al mixing ratio dell'acqua liquida posto pari a 0.5 g/kg. Il modello ammette nubi di particelle d'acqua surraffredate.

4.2.2 Funzionamento dell'algoritmo

Gli input del modello consistono in due vettori: uno costituito dalle temperature di brillantezza misurate e un altro da flag di valore 0 o 1 per i dati corrotti o non validi del primo vettore, per consentire un retrieval dei profili anche per un set di T_B non completo. Gli step principali dell'algoritmo possono essere sintetizzati come segue.

- 1) Vengono selezionati i profili *a priori* di temperatura e di umidità: il primo in base alla latitudine e al mese mentre il secondo, è unico per ogni mese e ogni latitudine.
- 2) Utilizzando alcuni criteri, principalmente in base al luogo, viene effettuata una classificazione della superficie terrestre in base alla quale calcolare il valore *a priori* della T_B superficiale che dipenderà anche dalla temperatura di superficie.
- 3) Test di convergenza tra le T_B misurate e quelle calcolate per i canali in finestra e per quelli nelle bande di assorbimento del vapor d'acqua. Se il test da esito negativo vengono modificati il profilo di vapor d'acqua e la T_B superficiale utilizzando gli stessi canali usati per il test.
- 4) Test di convergenza tra le T_B misurate e quelle calcolate per i canali nelle bande di assorbimento dell'ossigeno. Se il test da esito negativo viene modificato il profilo verticale di temperatura.
- 5) In base al risultato dei due test di convergenza, i punti 2), 3) e 4) vengono ripetuti in modo iterativo. Al superamento del test di convergenza, i profili utilizzati per l'ultima iterazione costituiscono l'output dell'algoritmo.

Gli step 3) and 4) vengono discussi in dettaglio nelle sezioni seguenti.

Stima della T_B superficiale e del profilo verticale di vapor d'acqua

Il profilo verticale del parametro H , congiuntamente con i tre parametri R_0, T_0 e T_∞ vengono concatenati in un vettore P , che costituisce, per quanto visto nei paragrafi precedenti, la grandezza da stimare. A tal scopo viene minimizzata una funzione costo data da (Eyre, 1989):

$$(\hat{P} - \hat{P}_0)^t S_P^{-1} (\hat{P} - \hat{P}_0) + (\Theta^* - \Theta)^t S_e^{-1} (\Theta^* - \Theta) \quad (4.6)$$

in cui \hat{P} è la stima di P , \hat{P}_0 è il set di valori *a priori* di P , S_P è la relativa matrice di covarianza rispetto a \hat{P}_0 , Θ^* è un vettore costituito dalle T_B misurate per i canali in finestra e nelle bande di assorbimento del vapor d'acqua, S_e è la relativa matrice di covarianza degli errori, assunta diagonale per indipendenza degli errori, Θ è il vettore di T_B calcolate ad ogni iterazione a partire dai valori correnti stimati per la temperatura, l'umidità e la T_B superficiale utilizzando il modello diretto, l'indice t indica la trasposta di una matrice.

A partire dalla stima precedente \hat{P}_{n-1} (che vale \hat{P}_0 alla prima iterazione), la successiva stima \hat{P}_n è ottenuta mediante iterazione di Newton (Rodgers, 1976), con l'aggiunta di un fattore di smorzamento (Eyre, 1989), implementato per evitare incrementi eccessivi dell'umidità relativa causati dalla non-linearità del problema:

$$\hat{P}_n = \hat{P}_{n-1} - \delta[\hat{P}_{n-1} - \hat{P}_0] + \delta S_P W_P^t X_P \quad (4.7)$$

in cui W_P è la matrice Jacobiana, data delle derivate di Θ rispetto a P ($W_{Pij} = \partial\Theta_i / \partial P_j$) calcolato per lo stato \hat{P}_{n-1} e X_P è il vettore soluzione di:

$$[W_P \delta S_P W_P^t + S_e] X_P = \Theta^* - \Theta + W_P \delta [\hat{P}_{n-1} - \hat{P}_0] \quad (4.8)$$

Il fattore di smorzamento δ è uno scalare e vale:

$$\delta = \begin{cases} 1 & \text{se } (\Theta_i^* - \Theta_i) < 10 \text{ K per ogni canale } i \\ 0.1 & \text{altrimenti} \end{cases} \quad (4.8)$$

Le componenti di \hat{P}_0 ed S_P corrispondenti all'umidità relativa sono state calcolate da *Thermodynamic Initial Guess Retrieval (TIGR) profile ensemble* (Chedin et al., 1985). Per le componenti relative alla T_B superficiale vengono utilizzati i valori $R_0 = 3.5$ per superficie di terra e mista terra-mare e $R_0 = 2.1$ per superficie di mare, $T_0 = 0 \text{ K}$ e $T_\infty = 0 \text{ K}$. Le relative varianze valgono 2.25 per S_{R_0} , 100 K^2 su terra e 9 K^2 su mare per S_{T_0} e 100 K^2 su terra e 25 K^2 su mare per S_{T_∞} .

Per la matrice di covarianza degli errori S_e delle T_B viene utilizzata la somma del rumore radiometrico NEAT (vedi tab. 2.2) con un errore diagonale di $(1.5 \text{ K})^2$ che rappresenta approssimativamente l'errore in Θ derivato dall'errore di retrieval del profilo di temperatura.

Nel processo iterativo, a seguito del calcolo di \hat{P} con l'eq. 4.7, vengono ricalcolati i profili di vapor d'acqua e di acqua liquida con le relazioni 4.4 e 4.5, l'emissività superficiale per i canali in finestra e per quelli nelle bande di assorbimento dell'acqua mediante la relazione 4.3, utilizzando la nuova stima di P . Se il valore stimato del mixing ratio del vapor d'acqua scende al di sotto della soglia minima di 10^{-3} g/kg , viene reimpostato su questa stessa soglia.

Stima del profilo verticale di temperatura

Sebbene gli step 3) e 4) siano separati, la stima del profilo di temperatura utilizza essenzialmente le stesse equazioni mostrate nella stima del profilo verticale di umidità, con la differenza di un vettore T , costituito dal profilo verticale di temperatura e dalla temperatura superficiale T_S , al posto del vettore P e senza alcun fattore di smorzamento ($\delta = 1$). La funzione costo da minimizzare è pertanto formalmente identica alla eq. 4.6 con T al posto di P . Data la stima \hat{T}_{n-1} , la stima successiva è determinata a partire dal vettore Θ^* delle T_B osservate per tutti i canali nella bande di assorbimento dell'ossigeno. La componente T_S della generica stima \hat{T}_n è vincolata a non scendere ma al di sotto del valore $\hat{\Theta}_S$. Ovviamente nelle eqq. 4.7-4.8 W_P è sostituito da W_T e la matrice dello Jacobiano è ottenuta come derivata di Θ rispetto a T valutato a \hat{T}_{n-1} . La matrice di covarianza degli errori S_e include le incertezze dovute alla T_B superficiale, al vapor d'acqua, all'acqua liquida e al rumore radiometrico. La covarianza del vettore di temperature atmosferiche è calcolato mediante il *TIGR profile ensemble*. Per marcare la differenza fra temperatura superficiale T_S e temperatura atmosferica in prossimità della superficie T_{1013} , la varianza di T_S è impostata a 16 K , valore doppio

rispetto a quello relativo a T_{1013} , mentre la media e la covarianza con le temperature degli altri stati atmosferici hanno gli stessi valori relativi a T_{1013} .

Test di convergenza

Il test di convergenza per i canali in finestra e nelle bande di assorbimento del vapor d'acqua dello step 3) è effettuato separatamente da quello per i canali nelle bande di assorbimento dell'ossigeno dello step 4).

Il test fornisce esito positivo, sospendendo il processo iterativo, se è verificata una delle seguenti condizioni:

- se il vettore di T_B calcolato Θ approssima, entro gli errori strumentali, il vettore di T_B misurata Θ^* , secondo il criterio:

$$\sum_{i=1}^{N_B} \left[\Theta_i^* - \Theta_i \right]^2 \Delta T_i^{-2} \leq N_B \quad (4.9)$$

in cui ΔT_i è l'errore radiometrico e N_B è il numero di misure valide in Θ^* ;

- il valore del membro di sinistra della relazione 4.9 varia rispetto al valore dell'iterazione precedente meno dell'1% per il profilo di temperatura e meno del 2% per il profilo di umidità;
- se il numero di iterazioni è superiore a 12 per il profilo di temperatura e 16 per il profilo di umidità. Tale condizione è fissata in base alla capacità computazionale a disposizione.

Tipicamente il numero di iterazioni per il calcolo del profilo di temperatura è 2 mentre per il profilo di umidità sono necessarie almeno 6 iterazioni.

Quest'algoritmo è stato realizzato inizialmente per i sensori AMSU-A e AMSU-B e successivamente riadattato per i canali GEM/GOMAS, fornendo delle prestazioni complessivamente buone. Le *performances* relative al retrieval dei profili di temperatura mostrano un errore contenuto entro i 2.5 K, mentre quelle relative ai profili verticali di umidità mostrano un errore contenuto entro il 10% di umidità relativa al di sopra di 800 hPa di quota con un picco del 15% a 900 hPa di quota (Bizzarri et al., 2005).

4.3 Retrieval dei profili verticali di umidità e temperatura in presenza di precipitazione

In **fig. 4.2** sono mostrati i profili verticali di temperatura e di umidità, espressa in temperatura di rugiada, relativi alla simulazione del 24/11/2002 sul Piemonte, ricavati dal modello di nube UW-NMS. Le curve più sottili rappresentano i profili per i singoli pixel con risoluzione di 2.34 km, mentre le curve più spesse in verde ne rappresentano la media e la deviazione standard.

Quest'ultima risulta contenuta entro 1°C per la temperatura e entro 5°C per la temperatura di rugiada.

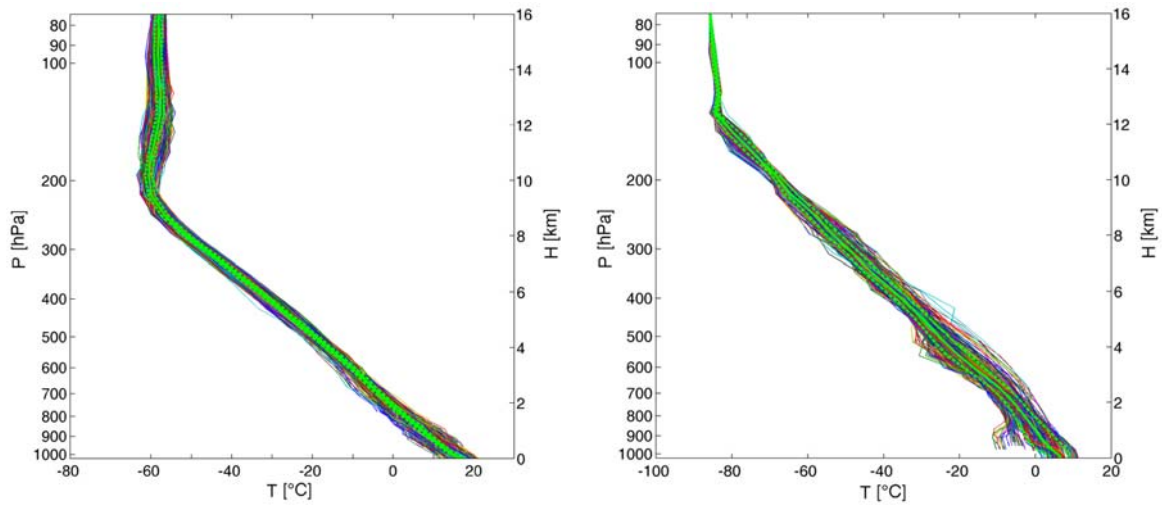


Figura 4.2 – Profili verticali di temperatura e di temperatura di rugiada ricavati dal modello UW-NMS per la simulazione del 24/11/2002 ore 12:00 UTC sul Piemonte

In **fig. 4.3** vengono mostrati i profili verticali di temperatura e temperatura di rugiada per la stessa simulazione della figura precedente, ricavati però utilizzando l'algoritmo di retrieval illustrato nei paragrafi iniziali del capitolo applicato alle temperature di brillantezza simulate mediante applicazione del modello di trasferimento radiativo alle uscite del modello UW-NMS, secondo quanto spiegato nel capitolo precedente. Da un semplice esame visuale appare evidente la presenza di alcuni profili, sia di temperatura che di temperatura di rugiada, eccessivamente freddi ed errati, che abbassano la media ed aumentano la deviazione standard rispetto a quelli prodotti con il modello UW-NMS.

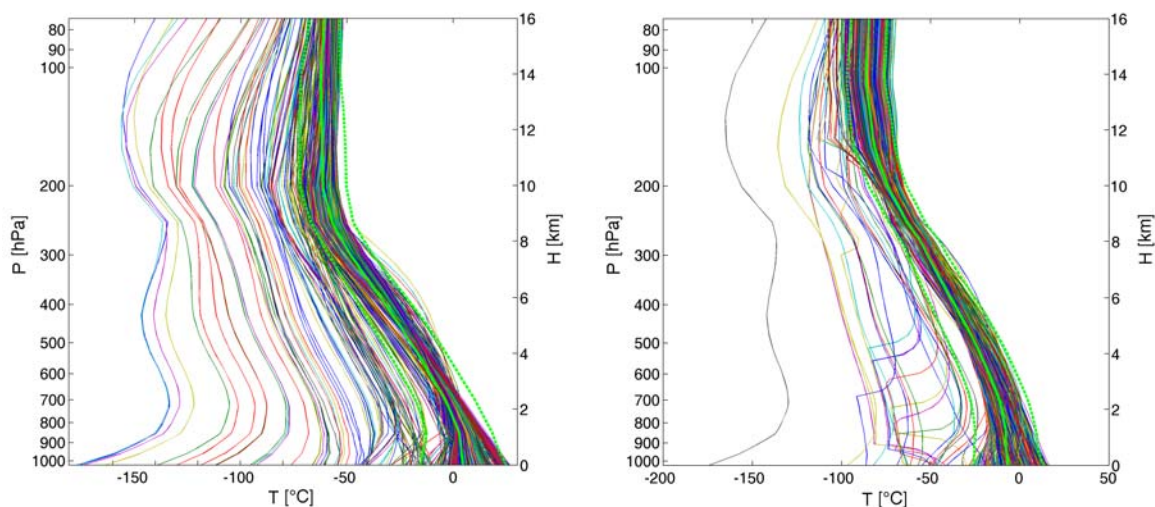


Figura 4.3 – Profili verticali di temperatura e di temperatura di rugiada, ottenuti con l'algoritmo di retrieval MIT-ETL per la simulazione del 24/11/2002 ore 12:00 UTC sul Piemonte

Questo risultato è conseguenza evidente dell'utilizzo delle MW in zone di precipitazione. Come spiegato precedentemente infatti, le zone precipitanti alterano la struttura delle funzioni peso che vengono schiacciate verso la nube, non consentendo di penetrare l'atmosfera né per i canali in sondaggio né per quelli in finestra. Tale fenomeno risulta palese se si osservano le **figg. 4.4-4.5** in cui vengono mostrati i profili verticali ad esclusione di quelli corrispondenti ai pixel il cui tasso di precipitazione è rispettivamente inferiore a 5 mm/h e a 1 mm/h.

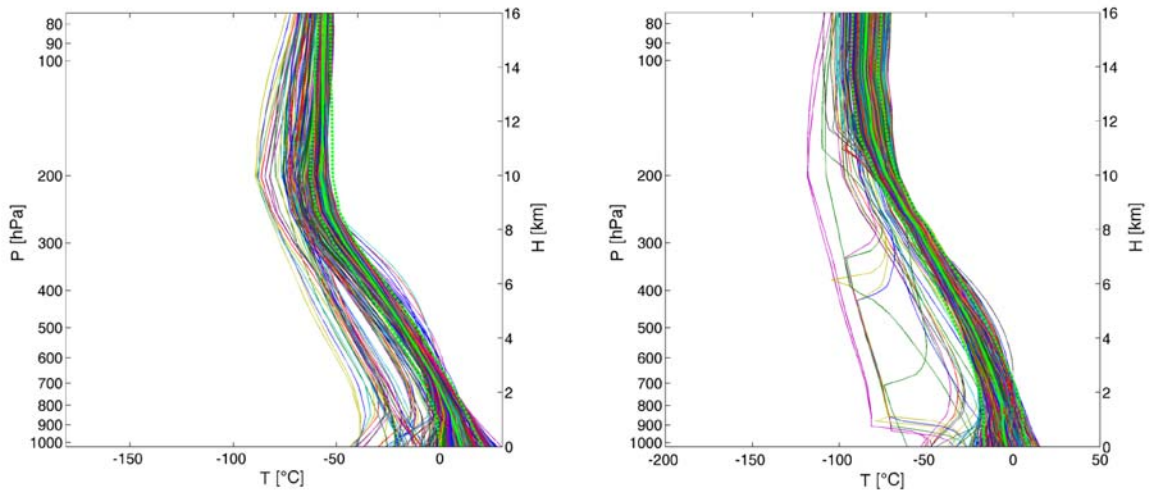


Figura 4.4 – Profili verticali di temperatura e di temperatura di rugiada, ottenuti con l'algoritmo di retrieval MIT-ETL per la simulazione del 24/11/2002 ore 12:00 UTC sul Piemonte, per i pixel il cui tasso di precipitazione è inferiore a 5 mm/h

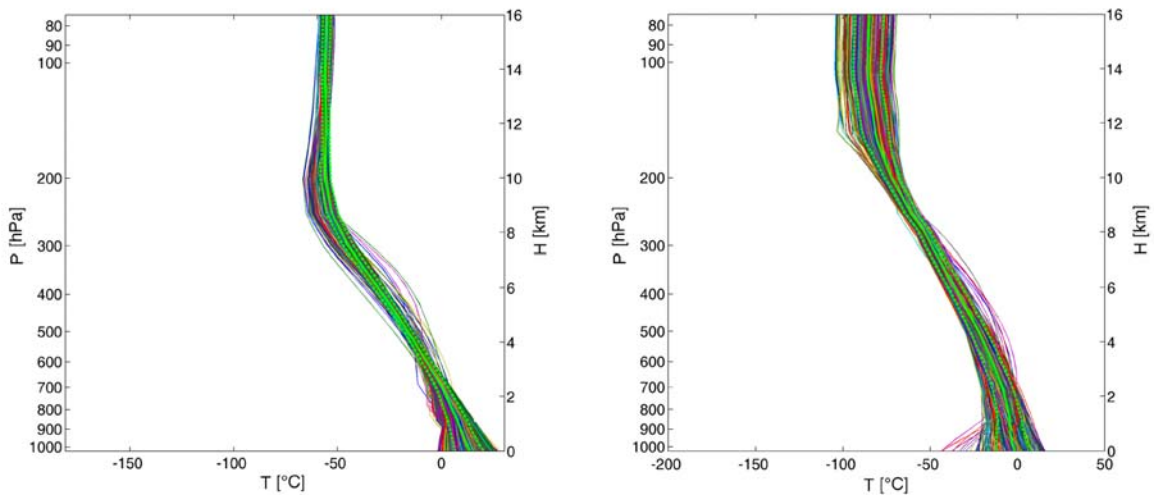


Figura 4.5 – Profili verticali di temperatura e di temperatura di rugiada, ottenuti con l'algoritmo di retrieval MIT-ETL per la simulazione del 24/11/2002 ore 12:00 UTC sul Piemonte, per i pixel il cui tasso di precipitazione è inferiore a 1 mm/h

In **fig. 4.5** vengono riassunti i valori medi e le deviazioni standard nei 4 casi precedentemente analizzati, da cui risulta evidente che il retrieval dei profili nelle zone senza precipitazione è in buon accordo con quelli prodotti da modello. Fanno eccezione le zone più basse dell'atmosfera per via della diverse emissività superficiali utilizzate nell'algoritmo di retrieval dei profili verticali e in

quello di trasferimento radiativo: mentre per il primo è stato utilizzato un modello con dei valori climatologici *a priori*, per il secondo è stata fatta una scelta più semplice impostando un valore di emissività costante e pari a 0.9 su terra e a 0.65 su mare.

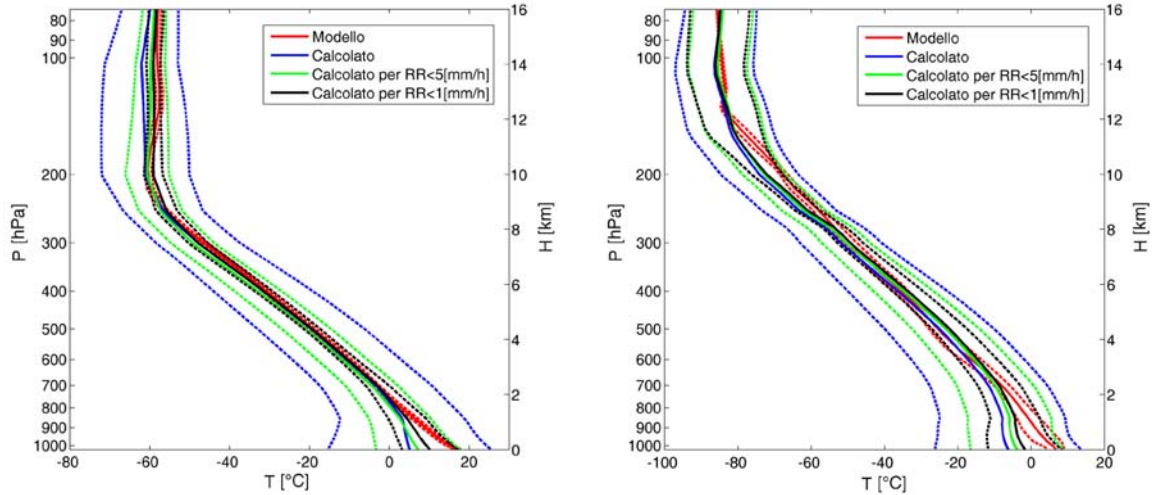


Figura 4.6 – Profili verticali medi di temperatura e di temperatura di rugiada con relative deviazioni standard per la simulazione del 24/11/2002 ore 12:00 UTC sul Piemonte

4.3.1 Individuazione della precipitazione mediante screening sulle T_B

Nell'ipotesi di applicazioni reali con i canali GOMAS non è ovviamente possibile conoscere a priori le precipitazioni sui singoli IFOV, ma è possibile individuare i pixel precipitanti mediante screening sulle T_B . Per un esempio di tale applicazioni abbiamo utilizzato una tecnica sviluppata per i canali AMSU (Chen, 2004), che utilizza esclusivamente le frequenze 53.6 GHz dell'AMSU-A insieme alle frequenze (183.3 ± 3.0) GHz e (183.3 ± 7.0) GHz dell'AMSU-B/MHS. Tale tecnica individua come pixel potenzialmente precipitanti quelli che rispettano una delle due condizioni seguenti:

$$\begin{cases} T_{B(183.3 \pm 7.0)} > T_7 \\ T_{B(53.6)} > 248 \end{cases} \quad \begin{cases} T_{B(183.3 \pm 3.0)} > T_3 \\ 242 \leq T_{B(53.6)} < 248 \end{cases} \quad (4.10)$$

definendo i valori di soglia T_7 e T_3 nel modo seguente:

$$T_7 = 0.667(T_{W53.6} - 248) + 252 + 6 \cos \theta \quad (4.11)$$

$$T_3 = 242.5 + 5 \cos \theta \quad (4.12)$$

ed avendo definito $T_{W53.6}$ come il pixel del canale 56.6 GHz più caldo all'interno di un array di (7x7) pixel AMSU-B/MHS intorno al pixel considerato. La tecnica è stata adattata ai canali GOMAS, semplicemente sostituendo il canale 53.6 GHz con quello a 53.845 GHz. In **fig. 4.7** è riportato il tasso di precipitazione prodotto dalle uscite del modello UW-NMS a confronto con la maschera di pixel potenzialmente precipitanti ricavata con screening sulle T_B , da cui risulta evidente il buon accordo tra i due pattern e la validità della tecnica proposta. Nella stessa figura è

riportato anche il contenuto colonnare totale delle idrometeore che fornisce una indicazione della copertura nuvolosa, cioè della regione per la quale il telerilevamento IR non consente di effettuare il sondaggio verticale. In *figg. 4.8-4.9* vengono riportati i profili verticali medi per i pixel non potenzialmente precipitanti da cui si vede che l'accordo con il modello è generalmente buono e da cui si evince, ancora una volta, che la determinazione dei profili verticali di umidità e temperatura mediante telerilevamento al MW è possibile anche in condizione di cielo non chiaro fintanto che alle nubi non sia associata precipitazione.

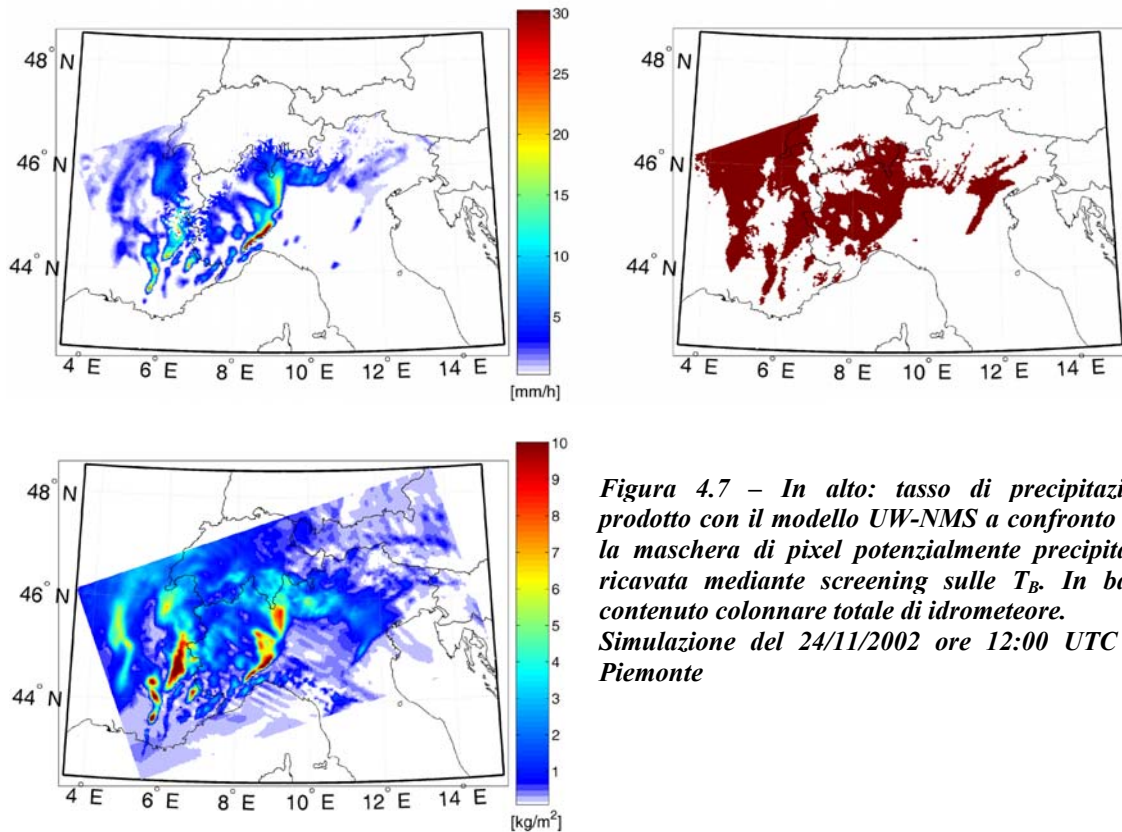


Figura 4.7 – In alto: tasso di precipitazione prodotto con il modello UW-NMS a confronto con la maschera di pixel potenzialmente precipitante ricavata mediante screening sulle T_B . In basso contenuto colonnare totale di idrometeore. Simulazione del 24/11/2002 ore 12:00 UTC sul Piemonte

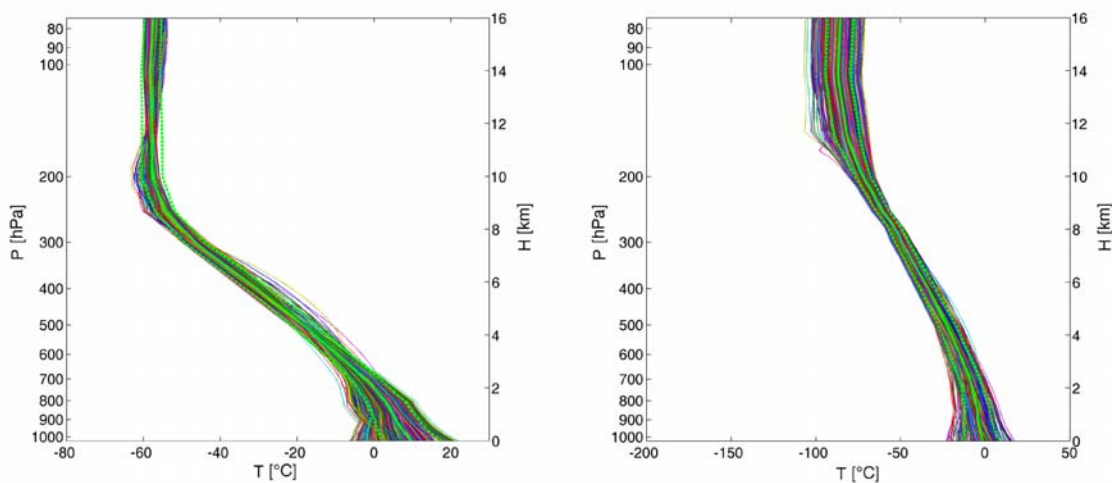


Figura 4.8 – Profili verticali di temperatura e di temperatura di rugiada, ottenuti con l'algoritmo di retrieval MIT-ETL per la simulazione del 24/11/2002 ore 12:00 UTC sul Piemonte, per i pixel non potenzialmente precipitanti

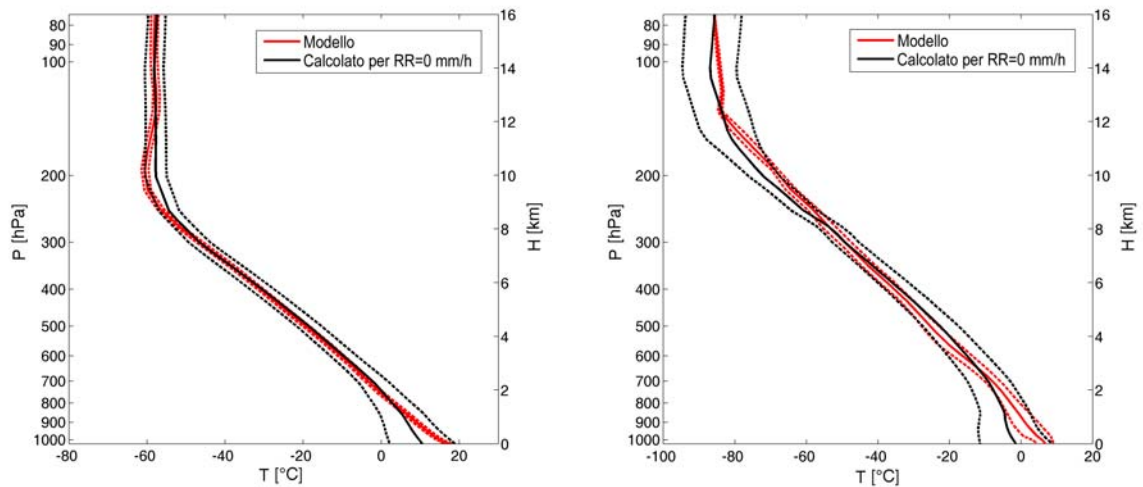


Figura 4.8 – Profili verticali medi di temperatura e di temperatura di rugiada con relative deviazioni standard per la simulazione del 24/11/2002 ore 12:00 UTC sul Piemonte

4.3.2 Conclusioni

Da quanto sin qui mostrato appare evidente che il problema maggiore all'utilizzo del telerilevamento alle MW da satellite GEO è, nelle ipotesi del progetto GOMAS, la scarsa risoluzione del dato telerilevato. La bassa risoluzione non comporta solamente un'assenza di dettaglio nelle immagini telerilevate di T_B , ma, per quanto visto in questo capitolo, anche un possibile errore nel calcolo dei profili verticali di umidità e temperatura e nell'individuazione dei pixel precipitanti. Le zone più delicate risultano evidentemente le regioni di confine tra zone precipitanti e non, perché nello stesso IFOV possono convivere zone precipitanti e non in egual misura. Per questo motivo, risulta particolarmente utile un aumento di risoluzione delle T_B , per limitare al massimo le regioni in cui la precipitazione viene classificata erroneamente e i profili vengono calcolati di conseguenza. I capitoli che seguono sono pertanto dedicati all'individuazione e alla applicazione di tecniche di *image processing* volte all'aumento della risoluzione spaziale.

Capitolo 5 – Tecniche di aumento di risoluzione

5.1 Requisiti di risoluzione spaziale

Complessivamente il progetto di un satellite geostazionario alle microonde si basa su due requisiti tra loro in conflitto.

Da un lato si richiede l'uso delle frequenze più basse perché sono le più indicate per la stima delle precipitazioni e per la determinazione dei profili verticali di umidità e temperatura anche in presenza di nubi, almeno finché a queste non sia associata della precipitazione. Infatti con le frequenze più basse, che hanno una lunghezza d'onda superiore al millimetro, non subentrano processi di scattering con i costituenti delle nubi ma solo con le idrometeore più grosse, quelle tipiche della precipitazione. Per questo motivo, i canali a frequenza più bassa, in particolare il canale a 54 GHz, sono molto sensibile alla precipitazione e poco sensibili alle nubi e costituiscono pertanto uno strumento irrinunciabile nel quadro del sondaggio alle microonde.

Dall'altro lato si richiede una risoluzione accettabile, requisito in conflitto con le frequenze più basse ed ottenibile, allo stato attuale dell'arte, solo nel submillimetrico (380 e 425 GHz). Le frequenze più alte però soffrono, anche se in forma decisamente più ridotta, degli stessi problemi dell'infrarosso, in generale cioè sono poco capaci di penetrare le nubi e non consentono un'analisi meteo in ogni condizione di tempo.

Come spesso accade, la soluzione migliore è nel compromesso, accoppiando accanto ai canali dello spettro submillimetrico, quelli a frequenze più basse e cercando di evidenziare quali siano le effettive necessità in termini di risoluzione spaziale.

È difficile formulare un requisito teorico sulla risoluzione necessaria per la stima della precipitazione, pertanto è preferibile riferirsi all'esperienza pratica. Nelle finestre atmosferiche i riferimenti migliori sono il TMI e il SSM/I, mentre nelle bande di assorbimento lo strumento di riferimento è chiaramente l'AMSU a bordo dei satelliti NOAA. In finestra il canale più significativo per la stima della precipitazione è il 37 GHz, che ha una risoluzione di $(38 \times 30) \text{ km}^2$ corrispondente ad una risoluzione quadratica media di circa 34 km per l'SSM/I, mentre per il TMI abbiamo $(16 \times 9.2) \text{ km}^2$ corrispondente ad una risoluzione quadratica media di circa 12 km. Nelle bande di assorbimento l'AMSU-A ha una risoluzione di $(48 \times 48) \text{ km}^2$ al s.s.p. che degrada muovendosi verso i margini dalla *swat* d'osservazione fino a $(80 \times 150) \text{ km}^2$ corrispondenti ad una

risoluzione media di 110 km. L'AMSU-B ha una risoluzione che parte da $(16 \times 16) \text{ km}^2$ nel s.s.p. ed arriva a $(27 \times 50) \text{ km}^2$ corrispondenti ad una media quadratica di 37 km.

In **tab 5.1** vengono mostrate le risoluzioni che si avrebbero con un'antenna di 3 m di diametro, per le 5 bande selezionate, in corrispondenza delle maggiori città europee, in funzione della latitudine φ e longitudine λ per un satellite geostazionario in orbita a 0° di latitudine e 0° di longitudine. La tabella mostra anche la degradazione della risoluzione nelle direzioni parallela ρ_t e ortogonale ρ_l alla direzione di scansione, nonché la relativa media quadratica $(\rho_t \rho_l)^{1/2}$. Le risoluzioni che eccedono i 110 km per le frequenze dell'AMSU-A (54 GHz) e 37 km per le frequenze dell'AMSU-B (183 GHz), sono evidenziate in giallo mentre quelle comprese fra le risoluzioni del TMI (12 km) e dell'SSM/I (30 km), a qualunque frequenza, sono evidenziate in verde.

Risulta evidente che le risoluzioni GOMAS a 54 GHz risultano migliori di quelle dell'AMSU-A solo in quattro casi (Atene, Lisbona, Madrid e Roma), mentre risultano sempre migliori quelle relative alla banda 118 GHz. Inoltre la risoluzione della banda a 183 GHz risulta migliore della corrispondente risoluzione dell'AMSU-B, se si eccettuano i cinque casi relativi a Copenhagen, Helsinki, Oslo, Riga, Stoccolma e Varsavia.

Località	φ [gradi]	λ [gradi]	$\rho_t \times \rho_l$ [unità relativa]	$\sqrt{\rho_t \cdot \rho_l}$ [unità relativa]	54 GHz [km]	118 GHz [km]	183 GHz [km]	380 GHz [km]	425 GHz [km]
S.s.p.	00.0	00.0	1.00 x 1.00	1.00	81	37	24	12	10
Ankara	39.9	32.8	1.07 x 1.97	1.45	118	54	35	17	15
Atene	38.0	23.7	1.06 x 1.66	1.32	107	49	32	15	14
Belgrado	44.8	20.5	1.07 x 1.88	1.42	115	52	34	16	15
Berlino	52.5	13.4	1.08 x 2.25	1.56	126	58	37	18	16
Bern	46.9	07.4	1.07 x 1.83	1.40	113	52	34	16	14
Bratislava	48.2	17.1	1.07 x 2.01	1.47	119	54	35	17	15
Brussels	50.8	04.3	1.07 x 2.04	1.48	120	55	36	17	15
Bucarest	44.4	26.1	1.07 x 1.99	1.46	118	54	35	17	15
Budapest	47.5	19.1	1.07 x 2.00	1.47	119	54	35	17	15
Copenhagen	55.7	12.5	1.09 x 2.53	1.66	134	61	40	19	17
Dublino	53.3	- 6.2	1.08 x 2.24	1.56	126	58	37	18	16
Helsinki	60.2	25.0	1.11 x 3.48	1.97	159	73	47	23	20
Lisbona	38.7	- 9.1	1.05 x 1.50	1.25	102	46	30	14	13
Londra	51.5	00.0	1.08 x 2.08	1.50	121	55	36	17	15
Lubiana	46.1	14.5	1.07 x 1.86	1.41	114	52	34	16	14
Lussemburgo	49.7	06.1	1.07 x 1.98	1.46	118	54	35	17	15
Madrid	40.4	- 3.7	1.05 x 1.53	1.27	103	47	30	15	13
Oslo	59.2	10.7	1.10 x 2.91	1.79	145	66	43	21	18
Parigi	48.8	02.4	1.07 x 1.91	1.43	116	53	34	16	15
Praga	50.1	14.5	1.08 x 2.09	1.50	122	56	36	17	15
Riga	56.9	24.1	1.10 x 2.95	1.80	146	67	43	21	19
Roma	41.9	12.5	1.06 x 1.64	1.32	107	49	32	15	14
Stoccolma	59.4	18.0	1.10 x 3.10	1.85	150	68	44	21	19
Den Haag	52.1	04.3	1.08 x 2.14	1.52	123	56	36	17	16
Varsavia	52.8	21.0	1.09 x 2.43	1.62	132	60	39	19	17
Vienna	48.2	16.3	1.07 x 2.00	1.46	119	54	35	17	15
Zagabria	45.8	16.0	1.07 x 1.86	1.41	114	52	34	16	15

Tabella 5.1 - Risoluzione prevista nel progetto GOMAS per diverse località europee

5.2 Principi generali per l'aumento di risoluzione delle immagini telerilevate alle MW

I principi generali che regolano la possibilità di aumentare di risoluzione di immagini telerilevate alle MW sono stati già affrontati con successo da diversi anni (Buck e Gustincic 1967, Ulaby et al. 1981, Skou 1989), tuttavia non esistono valide applicazioni pratiche perché tutti gli strumenti fino ad ora utilizzati sono stati costruiti con logiche di campionamento molto distanti da quelle ottimali per la *resolution enhancement*. L'esempio più tipico è quello del canale a più alta frequenza dell'SSM/I che risulta addirittura sottocampionato.

Una delle tecniche più efficaci e conosciute, nota nella sua forma più generica con il termine di *deconvoluzione*, può essere applicata alle immagini fortemente sovracampionate, quando la frequenza di campionamento è almeno pari alla frequenza di Nyquist (Poe 1990, Farrar e Smith 1992), cioè quando la dimensione del pixel risulta almeno la metà del relativo IFOV. Tali condizione è verificata per i canali GOMAS (tab. 3.3) nelle tre bande del millimetrico: infatti il campionamento di tutte le bande è di 10 km mentre gli IFOV delle tre bande citate sono di 81 km per quella a 54 GHz, 37 km per quella a 118 GHz e 24 km per quella a 183 GHz.

Le bande a 380 GHz e a 425 GHz non sono sovracampionate, avendo un IFOV rispettivamente di 12 km e 10 km. In questo caso è stata individuata una tecnica, nota con il nome di *super-resolution*, che si basa su un ricampionamento dell'immagine e alla successiva applicazione di un filtro inverso.

Un'ulteriore tecnica proposta, nota con il termine di *image-fusion*, unirà i risultati delle due tecniche precedenti per portare un ulteriore incremento di risoluzione ai canali nel millimetrico.

Per le ragioni precedentemente illustrate, le tecniche proposte verranno applicate solo ad alcune frequenze delle 44 previste dal progetto GOMAS e solo per un'osservazione radiometrica al nadir (paragrafo 3.4).

Particolare attenzione verrà posta tanto nell'efficacia della tecnica nell'aumentare la risoluzione delle immagini telerilevate, quanto nella sua capacità di non amplificare eccessivamente il rumore radiometrico

5.3 Deconvoluzione

Per simulare la misura radiometrica è stato sufficiente effettuare un prodotto di convoluzione cui aggiungere il rumore radiometrico. In termini matematici abbiamo:

$$TA(x, y) = TB(x, y) \otimes H(x, y) + N(x, y) \quad (5.1)$$

in cui tutte le quantità al secondo membro sono note ed è pertanto possibile calcolare TA.

Nel processo di aumento di risoluzione spaziale la temperatura d'antenna TA è nota e rappresenta la misura radiometrica, H è noto e rappresenta il diagramma d'antenna e N è noto statisticamente e rappresenta il rumore radiometrico, mentre TB è la temperatura di brillantezza dello scenario ad alta risoluzione, quella non nota che si vuole ricostruire.

Mediante DFT è possibile passare al piano delle coordinate frequenza spaziale (u,v) e sostituire all'operatore di convoluzione un semplice prodotto:

$$TA(u,v) = TB(u,v) \cdot H(u,v) + N(u,v) \quad (5.2)$$

La deconvoluzione è il processo inverso dell'operazione descritta nell'equazione precedente, mediante la quale è possibile ottenere TB conoscendo TA , H ed N . Sfortunatamente la conoscenza deterministica della matrice N non è possibile, per tale motivo la deconvoluzione non è mai un processo esatto: il suo risultato, definito in questa ricerca *temperatura di brillantezza ricostruita* ed indicata con la scrittura TB' sarà quindi generalmente tanto più diversa da TB quanto minore sarà il *signal to noise ratio* (SNR), il rapporto cioè tra l'intensità della T_B e quella del rumore radiometrico.

Sebbene concettualmente corretto, il problema della deconvoluzione di un'immagine campionata è quasi sempre un problema inverso mal condizionato o numericamente instabile: ciò significa in sostanza che non si può invertire l'operazione di convoluzione in maniera diretta, perchè questo porterebbe ad amplificare enormemente il rumore radiometrico presente sulla temperatura d'antenna TA . Per questo motivo la deconvoluzione deve essere implementata via software utilizzando metodi particolari, detti *regolarizzanti* proprio per il loro effetto di regolarizzazione dell'instabilità numerica: si tratta in sostanza di filtri in frequenza che tendono a tagliare le alte frequenze, dominate dal rumore.

5.3.1 Il filtro di Wiener

Il filtro di Wiener è un filtro che consente di effettuare la deconvoluzione di un segnale aumentandone la risoluzione e riducendone contemporaneamente il rumore radiometrico. Il filtro è definito in modo da rendere minimo l'*Errore Quadratico Medio* (*Mean Square Error - MSE*) fra la grandezza da stimare e il suo valor vero (Vaseghi 2000).

Nel caso in esame si tratta di un filtro la cui risposta in frequenza spaziale $W(u,v)$ può essere moltiplicata direttamente per $TA(u,v)$ per fornire la temperatura di brillantezza ricostruita $TB'(u,v)$:

$$TB'(u,v) = W(u,v)TA(u,v) \quad (5.3)$$

Con queste premesse è possibile esplicitare la forma di $W(u,v)$ minimizzando l'MSE.

L'errore stimato $E(u,v)$ tra $TB(u,v)$ e $TB'(u,v)$ è definito come differenza tra le due grandezze citate e può pertanto essere scritto come:

$$E(u,v) = TB(u,v) - TB'(u,v) = TB(u,v) - W(u,v)TA(u,v) \quad (5.4)$$

in questo modo, il valore aspettato dell'errore quadratico medio è dato da:

$$\mathfrak{S}\left[|E(u, v)|^2\right] = \mathfrak{S}\left[\left(TB(u, v) - W(u, v)TA(u, v)\right)^* \left(TB(u, v) - W(u, v)TB(u, v)\right)\right] \quad (5.5)$$

dove il simbolo * indica il complesso coniugato. Per far sì che il filtro di Wiener minimizzi l'MSE, è necessario derivare la grandezza precedente rispetto a $W(u, v)$ ed imporla uguale a zero:

$$\frac{\partial \mathfrak{S}\left[|E(u, v)|^2\right]}{\partial W(u, v)} = 2W(u, v)P_{TA-TA}(u, v) - 2P_{TB-TA}(u, v) = 0 \quad (5.6)$$

dove $P_{TA-TA}(u, v) = \mathfrak{S}\left[TA(u, v)TA(u, v)^*\right]$ e $P_{TB-TA}(u, v) = \mathfrak{S}\left[TB(u, v)TA(u, v)^*\right]$ sono rispettivamente lo spettro di potenza di TA e lo spettro incrociato di potenza di TB con TA. Dall'eq. precedente abbiamo che il filtro di Wiener è definito come:

$$W(u, v) = \frac{P_{TB-TA}(u, v)}{P_{TA-TA}(u, v)} \quad (5.7)$$

Nell'ipotesi in cui il rumore radiometrico e il segnale non siano correlati, cioè quando gli spettri incrociati di potenza tra N e TB sono nulli ($P_{TB-N}(u, v) = P_{N-TB}(u, v) = 0$), è possibile scrivere:

$$P_{TB-TA}(u, v) = H(u, v)^* P_{TB-TB}(u, v) + P_{TB-N}(u, v) = H(u, v)^* P_{TB-TB}(u, v) \quad (5.8)$$

$$P_{TA-TA}(u, v) = |H(u, v)|^2 P_{TB-TB}(u, v) + H(u, v)P_{TB-N}(u, v) + H(u, v)^* P_{N-TB}(u, v) + P_{N-N}(u, v) \quad (5.9)$$

$$P_{TA-TA}(u, v) = |H(u, v)|^2 P_{TB-TB}(u, v) + P_{N-N}(u, v) \quad (5.10)$$

Inserendo le espressioni ricavate nell'eq. 5.8 e 5.10 nell'eq. 5.7 si ha la formula generale del filtro di Wiener:

$$W(u, v) = \frac{P_{TB-TB}(u, v)H(u, v)^*}{P_{TB-TB}(u, v)|H(u, v)|^2 + P_{N-N}(u, v)} \quad (5.11)$$

È interessante notare che in assenza di rumore radiometrico, lo spettro di potenza del rumore si annulla ($P_{N-N}(u, v)=0$) e il filtro di Wiener si riduce ad un semplice filtro inverso $W(u, v)=H^{-1}(u, v)$.

Per implementare il filtro di Wiener nel caso in esame, è necessario stimare gli spettri di potenza sia della temperatura di brillantezza vera TB che del rumore radiometrico N. Dato che il rumore radiometrico è a media nulla, il suo spettro di potenza coincide con la varianza e quindi con il NEΔT del canale in esame:

$$P_{N-N}(u, v) = \sigma^2 = NE\Delta T^2 \quad (5.12)$$

Per la stima dello spettro di potenza di TB generalmente si utilizzano dei metodi statistici basati su una larga base di dati. Purtroppo questo approccio non è utilizzabile per questa ricerca per la quale sia hanno a disposizione solamente tre casi studio per ogni frequenza. La scelta più semplice resta quindi quella di stimare:

$$P_{TB-TB}(u, v) \approx P_{TA-TA}(u, v) \quad (5.13)$$

Dividendo quindi l'eq. 5.11 per $P_{TB-TB}(u, v)$:

$$W(u, v) = \frac{H(u, v)^*}{|H(u, v)|^2 + \frac{P_{N-N}(u, v)}{P_{TB-TB}(u, v)}} \quad (5.14)$$

Unendo infine la definizione 5.3 con le eqq. 5.12 e 5.13 e 5.14 otteniamo:

$$TB'(u, v) = TA(u, v) \cdot W(u, v) = \frac{TA(u, v) \cdot H(u, v)^*}{|H(u, v)|^2 + \frac{NE\Delta T^2}{P_{TA-TA}(u, v)}} \quad (5.15)$$

La formula così scritta può contenere ancora delle divergenze quando il denominatore tende a zero: per questo motivo è utile introdurre una correzione mediante un valore di soglia γ definito come:

$$\gamma = \alpha \cdot \max |H(u, v)^* TA(u, v)| \cdot \sqrt{eps} \quad (5.16)$$

in cui α è un parametro di selezione utilizzato per ottimizzare le performances del filtro di Wiener, mentre eps , definito anche ε -macchina, vale 2^{-52} e rappresenta l'accuratezza del sistema di calcolo utilizzato, cioè la più piccola distanza che c'è fra 1 ed il numero immediatamente successivo diverso da 1. Con questa correzione il denominatore dell'eq. 5.15 diventa:

$$|H(u, v)|^2 + \frac{NE\Delta T^2}{P_{TA-TA}(u, v)} = \begin{cases} |H(u, v)|^2 + \frac{NE\Delta T^2}{P_{TA-TA}(u, v)} & \text{se } |H(u, v)|^2 + \frac{NE\Delta T^2}{P_{TA-TA}(u, v)} \geq \gamma \\ \gamma & \text{altrimenti} \end{cases} \quad (5.17)$$

5.3.2 Qualità dell'immagine ricostruita

Il parametro di selezione α , per valori alti ($\alpha > 10$), consente di amplificare l'effetto di denoising del filtro di Wiener, a discapito dell'aumento di risoluzione, mentre per valori vicino all'unità l'effetto maggiore del filtro di Wiener è quello di aumentare la risoluzione dell'immagine, comportando però anche un minor potere di denoising. In generale i migliori risultati si hanno per $\alpha=1$ in caso di immagini di T_B a bassa frequenza mentre per le frequenze più alte (183 GHz) le performances migliori si hanno per $\alpha=10$. Fanno eccezione le immagini per il caso studio sul Mar Baltico, caratterizzate da un basso SNR, per le quali $\alpha=50$ costituisce la scelta migliore.

Per valutare le performances del filtro di Wiener in funzione del parametro α è stata utilizzata una tecnica di tipo Montecarlo, basata su 1000 simulazioni. Per ogni simulazione è stata generata un'occorrenza della matrice di rumore radiometrico con la quale calcolare la matrice TA su cui applicare la tecnica di deconvoluzione proposta, per ciascun canale radiometrico e per ciascun caso studio selezionato. Il risultato di queste simulazioni è stato riassunto in due coefficienti di correlazione: il primo tra TA e TB (R_{TA}) e il secondo tra TB' e TB ($R_{TB'}$). In **figg. 5.1÷5.3** sono mostrati i risultati di questa simulazione in funzione dell'indice sintetico $\rho=R_{TB'}/R_{TA}$. Per $\rho>1$ si ha evidentemente un valore maggiore della correlazione fra la T_B ricostruita e la T_B originale rispetto a quella relativa alla T_A e la T_B originale. In **fig. 5.4** vengono rappresentati i risultati della simulazione in termini di valor medio $\langle\rho\rangle$ in funzione del SNR, da cui appare evidente che per un $SNR>20dB$ la miglior scelta per α è il valore unitario, mentre per bassi valori di SNR $\alpha = 50$ risulta la scelta migliore con un incremento di ρ maggiore degli altri casi, effetto del potere di denoising del filtro di Wiener che produce ovviamente il suo maggiore risultato in immagini a basso SNR. In **tab. 5.2** vengono riassunti i risultati ottenuti.

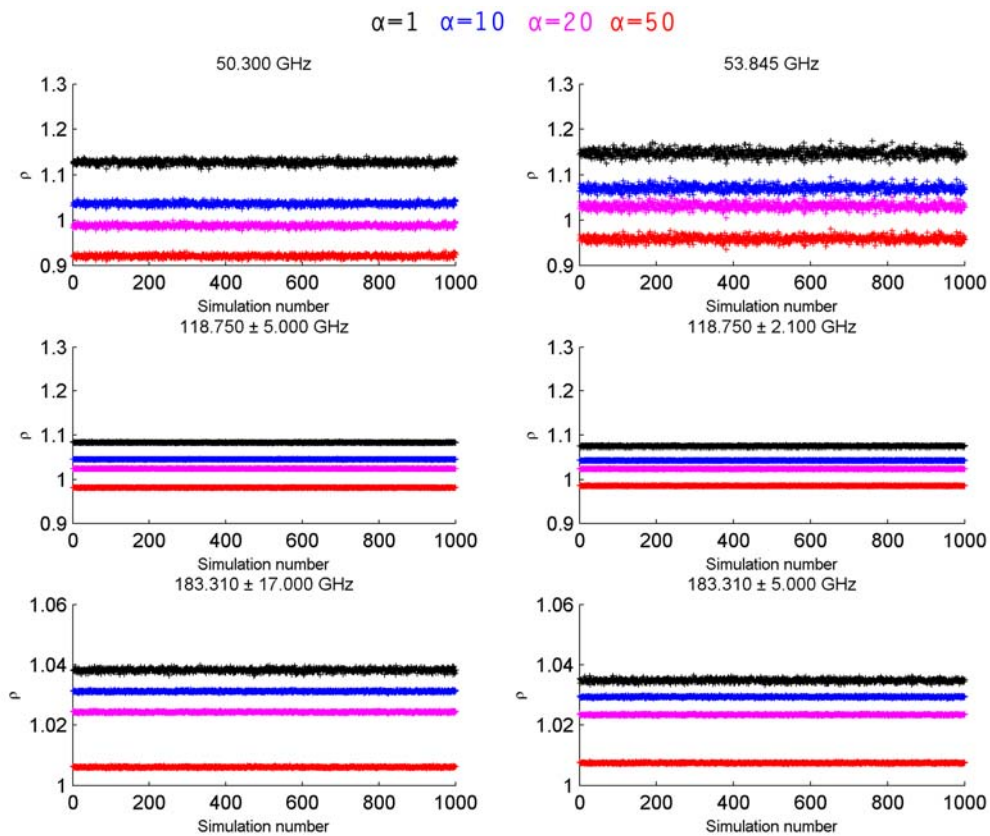


Figura 5.1 – Valore del dell'indice ρ per diverse scelte di α nelle simulazioni effettuate per il caso studio sul Piemonte, 24 novembre 2002, ore 12:00 UTC

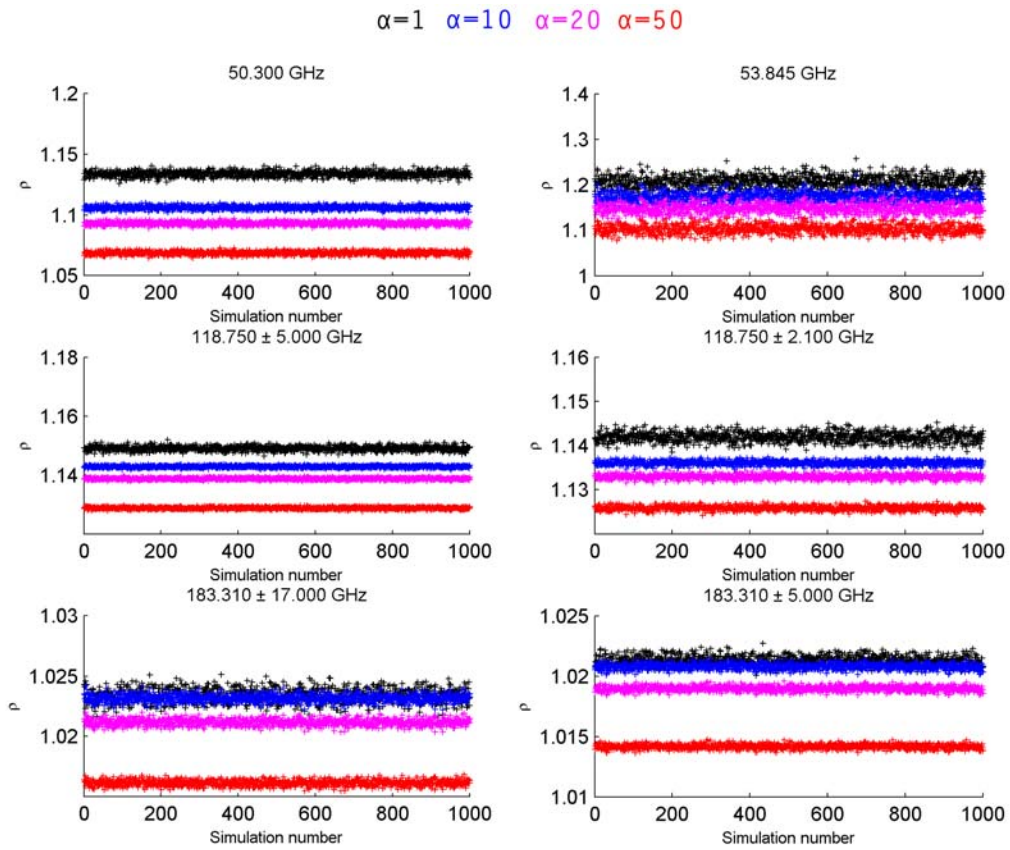


Figura 5.2 – Valore dell'indice p per diverse scelte di α nelle simulazioni effettuate per il caso studio sul Mar Adriatico, 28 febbraio 2004, ore 06:00 UTC

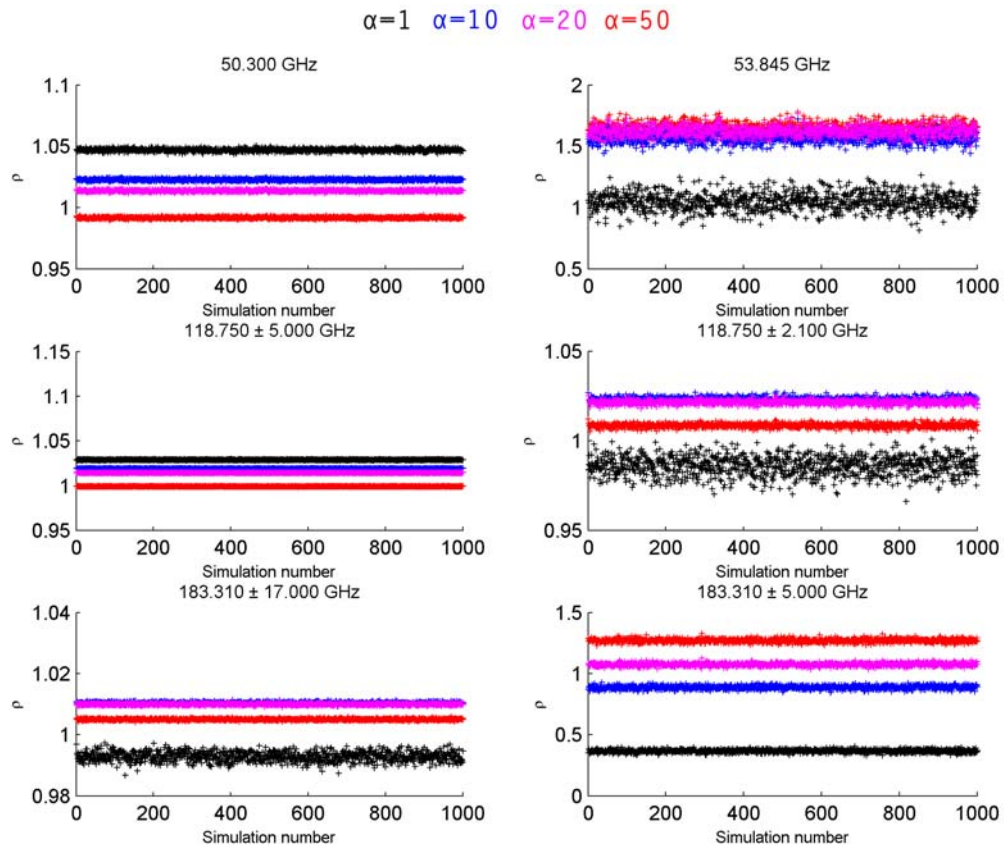


Figura 5.3 – Valore dell'indice p per diverse scelte di α nelle simulazioni effettuate per il caso studio sul Mar Baltico, 12 gennaio 2003, ore 00:00 UTC

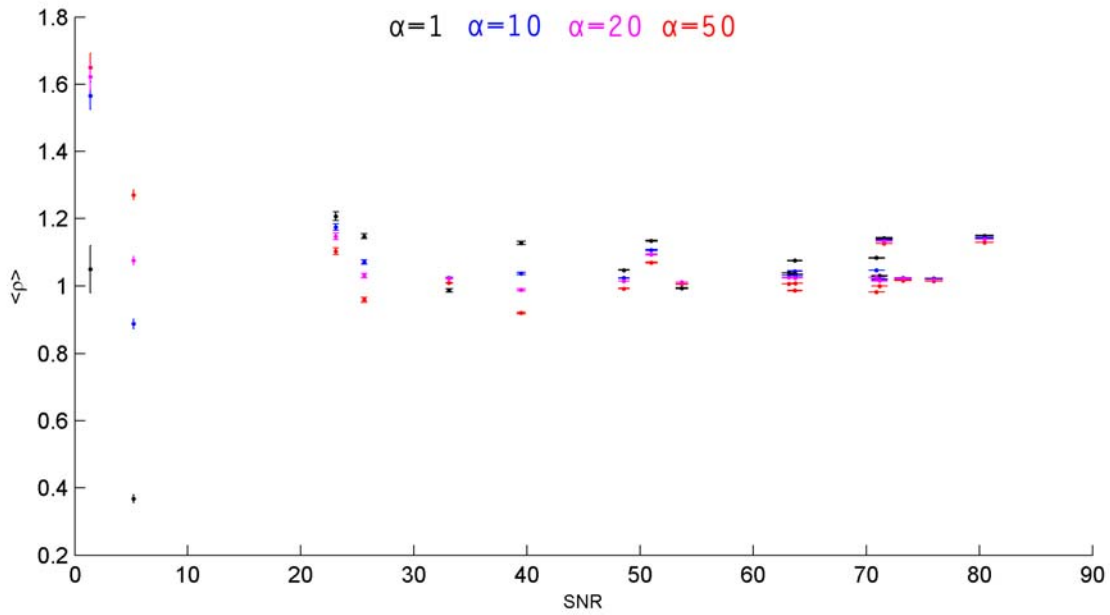


Figura 5.4 – Valore medio dell'indice ρ in funzione del SNR per i 6 canali nel millimetrico e per i tre casi studio selezionati.

Regione	Frequenza [GHz]	SNR [dB]	$R_{TA} \pm \sigma_{RTA}$	$\alpha=1$	$\alpha=10$	$\alpha=20$	$\alpha=50$
				$\rho \pm \sigma_\rho$	$\rho \pm \sigma_\rho$	$\rho \pm \sigma_\rho$	$\rho \pm \sigma_\rho$
Baltico	50.300	48.6	0.84±0.01	1.044±0.002	1.023±0.001	1.014±0.001	0.992±0.001
Piemonte		36.5	0.63±0.01	1.166±0.002	1.036±0.001	0.988±0.003	0.920±0.001
Adriatico		51.0	0.76±0.01	1.064±0.002	1.054±0.001	1.008±0.001	0.997±0.001
Baltico	53.845	1.39	0.57±0.08	1.049±0.006	1.266±0.016	1.385±0.010	1.595±0.006
Piemonte		25.6	0.55±0.02	1.138±0.004	1.070±0.001	1.031±0.006	0.956±0.001
Adriatico		23.1	0.55±0.02	1.091±0.006	1.039±0.003	1.014±0.002	0.985±0.001
Baltico	118.750±5.000	71.2	0.90±0.01	1.027±0.001	1.019±0.001	1.015±0.001	0.999±0.001
Piemonte		70.9	0.75±0.01	1.088±0.001	1.046±0.001	1.025±0.001	0.982±0.001
Adriatico		80.4	0.74±0.01	1.170±0.001	1.143±0.001	1.139±0.001	1.129±0.001
Baltico	118.750±2.100	33.1	0.89±0.03	0.986±0.001	1.028±0.001	1.022±0.001	1.009±0.001
Piemonte		63.7	0.77±0.01	1.078±0.001	1.043±0.001	1.024±0.001	0.986±0.001
Adriatico		71.6	0.75±0.01	1.144±0.001	1.136±0.001	1.133±0.001	1.126±0.001
Baltico	183.310±17.000	53.7	0.93±0.03	0.993±0.001	1.012±0.001	1.009±0.001	1.005±0.001
Piemonte		63.2	0.84±0.02	1.035±0.001	1.031±0.001	1.024±0.001	1.006±0.001
Adriatico		73.2	0.90±0.03	1.023±0.001	1.024±0.001	1.021±0.001	1.016±0.001
Baltico	183.310±5.000	5.2	0.68±0.06	0.368±0.001	0.888±0.015	1.075±0.013	1.260±0.009
Piemonte		63.7	0.85±0.02	1.034±0.001	1.029±0.001	1.023±0.001	1.007±0.001
Adriatico		76.1	0.92±0.04	1.014±0.001	1.016±0.001	1.014±0.001	1.011±0.001

Tabella 5.2 – Risultato della simulazione per la determinazione dell'indice ρ per diverse scelte di α . In verde i valori più alti di ρ per ciascun canale, mentre in giallo i valori di SNR<10 in corrispondenza dei quali la miglior scelta di ρ si ha per $\alpha=50$

5.3.3 Stima del rumore radiometrico

Nel caso in esame il problema di stima del rumore radiometrico coincide con un problema di stima della varianza, giacché il rumore radiometrico è di tipo casuale e la sua amplificazione, nel processo di aumento della risoluzione, qualunque sia la tecnica, conserva in prima analisi la stessa distribuzione, che risulta pertanto di tipo gaussiana. Esistono diversi algoritmi in letteratura che consentono questo tipo di stima in un'immagine (Olsen, 1993) e possono essere raggruppati in due categorie principali: la prima delle quali agisce direttamente sull'immagine senza tenere conto di eventuali strutture in essa presente (Lee, 1981; Mastin, 1985; P. Meer, 1990) mentre la seconda tenta invece di eliminare con dei filtri le strutture presenti nell'immagine, valutando il rumore sull'immagine residua (Immerkær, 1996; Rank et al., 1999). Fra le tecniche appartenenti al primo tipo abbiamo analizzato il metodo della *varianza locale*, mentre tra quelle appartenenti al secondo abbiamo analizzato il metodo di *Immerkær*.

Metodo della varianza locale

Questo metodo consiste nel suddividere l'immagine nel maggior numero possibile di sottoimmagini, generalmente di (3x3) pixel, sulle quali calcolare gli scarti quadratici medi σ_i^2 . Infine istogrammando i risultati ottenuti, quello con frequenza maggiore costituisce la stima cercata di σ^2 . Se l'immagine di partenza fosse completamente omogenea, l'istogramma degli scarti risulterebbe a distribuzione normale con media σ^2 e varianza $\sigma^2/9$. Nella realtà delle applicazioni invece, la presenza di regioni eterogenee produce delle occorrenze di varianze ad alto valore da cui deriva un istogramma non simmetrico caratterizzato da una lunga coda nel lato destro (Rank et al., 1999). Pertanto, il limite di questa tecnica è legato alla eterogeneità dell'immagine in esame, caratteristica tipica delle immagini alle MW in presenza di celle precipitanti e zone di costa.

La **fig. 5.5** mostra l'istogramma delle deviazioni standard σ_i calcolate per la T_A elaborata per il canale 50.300 GHz, caso studio sul Mar Baltico. Il picco dell'istogramma è a circa 0.40K e sottostima il rumore radiometrico che per costruzione è pari a 0.48K. Per una valutazione più corretta di questo metodo, abbiamo elaborato per tutte le frequenze e tutti i casi studio selezionati, $N = 1000$ occorrenze della T_A , ciascuna caratterizzata da una occorrenza casuale della matrice di rumore radiometrico secondo quanto specificato nel capitolo 3, cioè con distribuzione gaussiana a media nulla e deviazione standard pari al $NE\Delta T$ del relativo canale. Per ognuna delle N simulazioni si è calcolato il relativo istogramma individuando una stima σ_j ($j=1,2,\dots,N$) con il metodo della varianza locale. Le N stime σ_j del rumore radiometrico sono state infine istogrammate fornendo un andamento gaussiano con relativa media e deviazione standard che forniscono una stima più solida del rumore radiometrico da confrontare con il valore vero, noto a priori per costruzione. La **fig. 5.6** mostra l'istogramma elaborato per il caso studio sul Mar Baltico, canale 50.300GHz.

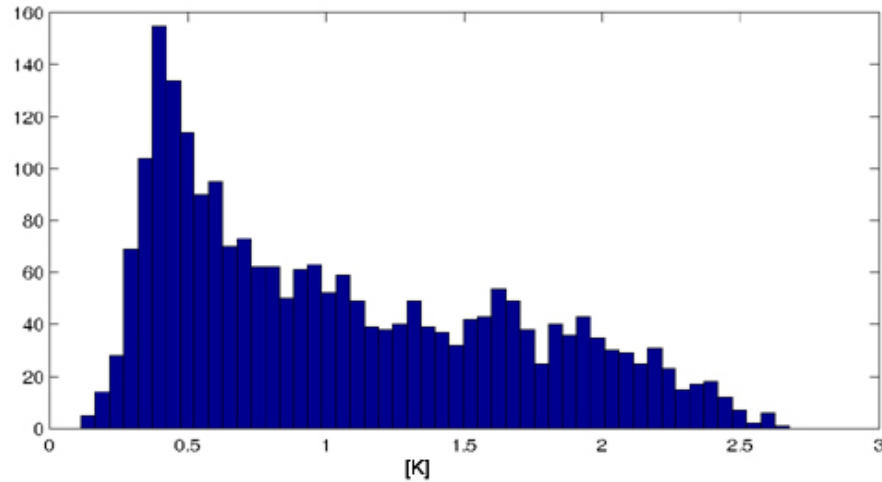


Figura 5.5 – Istogramma delle deviazioni standard locali calcolate su box di (3 x 3) pixel, per la TA relativa al caso studio sul Mar Baltico a 50.300GHz.

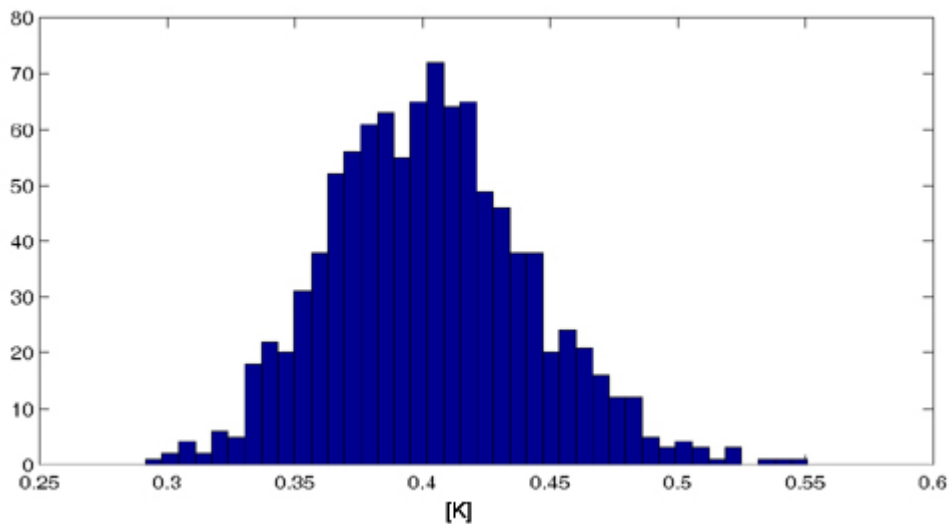


Figura 5.6 – Istogramma delle deviazioni standard stimate con il metodo della varianza locale per 1000 simulazioni della T_A , caso studio sul Mar Baltico a 50.300GHz.

Metodo di Immerkær

Questo metodo è particolarmente indicato per il rumore bianco, casuale ed additivo, com'è tipicamente quello radiometrico. Il primo step di questo metodo consiste nel rimuovere la struttura dell'immagine mediante l'applicazione di un filtro L, definito come la media pesata di due filtri Laplaciani (Gonzalez et al., 1992) L_1 e L_2 per la stima della derivata seconda del segnale contenuto nell'immagine.

$L_1 =$	0	1	0		$L_2 =$	1	0	1		$L = L_2 - 2L_1$	1	-2	1
	1	-4	1			0	-4	0			-2	4	-2
	0	1	0			1	0	1			1	-2	1

L'effetto di L sull'immagine è sostanzialmente quello di ridurre a zero il valore medio calcolato su box (3 x 3) pixel mantenendo però la stessa intensità del rumore. La fig. 5.7 mostra la T_A ed il relativo prodotto di convoluzione con L per il caso studio sul Mar Baltico, canale 50.300 GHz.

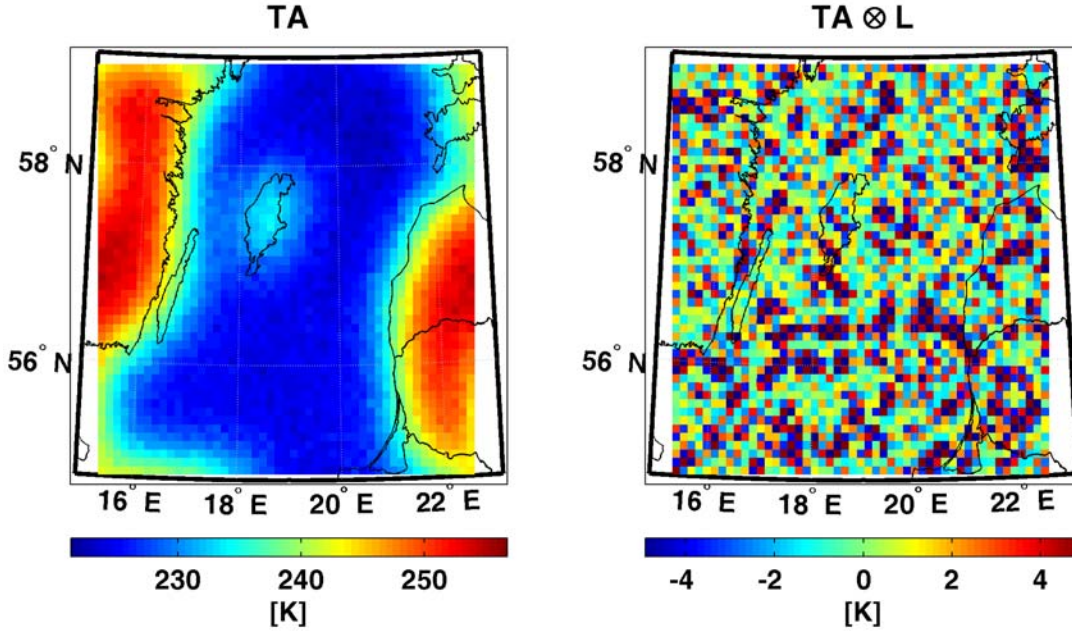


Figura 5.7 – T_A e relativo prodotto di convoluzione con il filtro L per la rimozione delle strutture, caso studio sul Mar Baltico a 50.300GHz.

Il risultato dell'applicazione del filtro L alla T può quindi essere utilizzato per stimare la varianza σ^2 dell'immagine.

$$\sigma^2 = \frac{1}{36(X-2)(Y-2)} \sum_{x=1}^{X-2} \sum_{y=1}^{Y-2} (TA(x,y) \otimes L)^2 \quad (5.18)$$

Dove \otimes indica l'operatore di convoluzione ed X e Y indicano la dimensione della matrice TA . Una variante *robusta* del metodo, descritta dallo stesso Immerkær, si basa sull'osservazione che, data una variabile gaussiana K a media nulla, vale: $E[K^2] = (\pi/2) \cdot E[|K|]$. Sulla base di quest'osservazione la formula precedente può essere sostituita da:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\pi}{2}} \frac{1}{6(X-2)(Y-2)} \sum_{x=1}^{X-2} \sum_{y=1}^{Y-2} |TA(x,y) \otimes L| \quad (5.19)$$

che ha il vantaggio, rispetto alla eq. 5.18, di essere più leggera dal punto di vista computazionale perché non richiede l'elevazione a potenza e risulta più robusta in presenza di *outliers* (Huber et al., 1981).

In modo analogo a quanto fatto per il metodo della varianza locale, anche per il metodo di Immerkær è stata fatta una valutazione della tecnica con metodo di tipo Montecarlo basato su $N=1000$ simulazioni della matrice TA per ciascun canale e per ogni caso studio selezionato,

calcolando un valore medio ed una deviazione standard per caratterizzare le prestazioni della tecnica proposta.

La **tab. 5.3** mostra i risultati di questa simulazione a confronto con quelli forniti dal metodo della varianza locale. Il risultato è tanto migliore quanto il valore stimato approssima meglio il NEAT della T_A noto a priori per costruzione.

Regione	Frequenza [GHz]	SNR [dB]	NEAT [K]	Rumore stimato	
				Metodo della varianza locale	Metodo di Immerkær
				NEAT [K]	NEAT [K]
Baltico	50.300	48.6	0.48	0.40±0.03	0.48±0.01
Piemonte		36.5		0.20±0.01	0.48±0.01
Adriatico		51.0		0.02±0.01	0.48±0.01
Baltico	53.845	1.39	0.21	0.35±0.02	0.48±0.01
Piemonte		25.6		0.20±0.01	0.48±0.01
Adriatico		23.1		0.01±0.01	0.48±0.01
Baltico	118.750±5.000	71.2	0.33	0.34±0.07	0.21±0.01
Piemonte		70.9		0.14±0.01	0.22±0.01
Adriatico		80.4		0.09±0.01	0.22±0.01
Baltico	118.750±2.100	33.1	0.36	0.27±0.01	0.33±0.01
Piemonte		63.7		0.14±0.01	0.34±0.01
Adriatico		71.6		0.09±0.01	0.33±0.01
Baltico	183.310±17.000	53.7	0.34	0.37±0.02	0.37±0.01
Piemonte		63.2		0.30±0.01	0.45±0.01
Adriatico		73.2		0.20±0.01	0.40±0.01
Baltico	183.310±5.000	5.2	0.72	0.25±0.01	0.34±0.01
Piemonte		63.7		0.25±0.01	0.42±0.01
Adriatico		76.1		0.20±0.01	0.40±0.01
Baltico	380.197±18.000	0.21	1.02	0.51±0.02	0.72±0.02
Piemonte		59.7		0.33±0.01	1.47±0.02
Adriatico		76.7		0.29±0.01	1.87±0.02
Baltico	424.763±4.000	0.01	1.02	0.74±0.04	1.02±0.02
Piemonte		51.5		0.32±0.01	1.90±0.03
Adriatico		68.2		0.28±0.01	1.60±0.04

Tabella 5.3 – Comparazione delle stime di rumore radiometrico ottenute mediante i metodi della varianza locale e di Immerkær: in verde le stime coincidenti con il valor vero

Appare evidente che il metodo di Immerkær produce risultati complessivamente migliori del metodo della varianza locale che pertanto viene abbandonato. I risultati del metodo di Immerkær sono eccellenti per i canali a bassa frequenza (50 e 118 GHz) e per tutti i casi studio sul Mar Baltico, mentre per i casi studio sul Piemonte e sul Mar Adriatico alle frequenze 183, 380 e 425 GHz si ha una evidente sovrastima del rumore. Questo risultato dipende chiaramente dalla caratteristica del metodo che fornisce le prestazioni migliori specificatamente per i disturbi a media nulla e a distribuzione gaussiana. Infatti alle basse frequenze la convoluzione con il filtro d'antenna ha rimosso la dinamica del segnale di T_B a livello di pixel e il rumore radiometrico, che per costruzione viene addizionato alla matrice T_B successivamente alla sua convoluzione con H , è nullo e a distribuzione casuale. Analogo ragionamento può effettuarsi per le alte frequenze del caso studio sul Mar Baltico, per le quali la dinamica della T_B è molto bassa (vedasi valori di SNR in tab.

5.3). Invece, per gli altri due casi alle alte frequenze, la convoluzione con il filtro d'antenna non è sufficiente a rimuovere la dinamica della T_B al livello di pixel che appare quindi sostanzialmente indistinguibile dal rumore radiometrico, con la conseguenza di un segnale ad alta frequenza più alto, non più rigorosamente casuale e a media non nulla da cui deriva quindi la successiva sovrastima del metodo di Immerkær. Per applicare una correzione semplice al metodo è possibile applicare la semplice formula:

$$NE\Delta T_{TB'} = NE\Delta T_{TB'}^{IMMERKÆR} \cdot \frac{NE\Delta T_{TA}}{NE\Delta T_{TA}^{IMMERKÆR}} \quad (5.20)$$

in cui $NE\Delta T_{TB'}$ è il rumore che si vuole stimare nell'immagine di T_B ricostruita con il filtro di Wiener, $NE\Delta T_{TB'}^{IMMERKÆR}$ è il rumore radiometrico stimato con il metodo di Immerkær sulla T_B ricostruita, $NE\Delta T_{TA}$ è il rumore radiometrico su T_A noto per costruzione e $NE\Delta T_{TA}^{IMMERKÆR}$ è il rumore radiometrico stimato con il metodo di Immerkær sulla T_A valutato con il metodo di tipo Montecarlo precedentemente descritto. Ovviamente questo tipo di correzione è solo indicativa e si fonda sul presupposto, vero solo in prima approssimazione, che il metodo di Immerkær produca lo stesso tipo di errore tanto sulle T_A che sulle T_B ricostruite.

5.3.4 Stima della risoluzione e performances complessive della tecnica

Sebbene la valutazione più rigorosa sulla bontà della ricostruzione delle T_B sia stata effettuata mediante valutazione dell'indice di correlazione, risulta utile effettuare una stima della risoluzione sull'immagine ricostruita, definita nel seguito di questa ricerca IFOV apparente. Per valutare numericamente questa grandezza sono stati elaborati una serie di filtri d'antenna gaussiani, secondo quanto specificato nel capitolo 3, di dimensione variabile tra ~10 e ~81 km a step pari alla risoluzione delle uscite del modello UW-NMS cioè di 2.34 km per i casi studio sul Piemonte e sul Mar baltico e di 3.1 km sul Mar Adriatico. Questi filtri d'antenna sono stati successivamente applicati alle immagini di T_B ad alta risoluzione, frutto dell'applicazione del RTM alle uscite del modello UW-NMS, mediante prodotto di convoluzione. Il risultato di quest'operazione ha prodotto una serie di immagini di T_B di confronto, a risoluzione variabile, con cui confrontare, mediante coefficiente di correlazione, la T_B ricostruita. La dimensione del filtro d'antenna a - 3dB, in corrispondenza dell'immagine di confronto che rende massimo il coefficiente di correlazione con la T_B ricostruita, definisce l'IFOV apparente cercato. Similmente a quanto fatto per le sezioni precedenti, anche in questo caso il calcolo è stato effettuato su 1000 simulazioni per avere un risultato più stabile.

Le **figg. 5.8÷5.10** mostrano l'andamento del coefficiente di correlazione in funzione dell'IFOV per i tre casi studio selezionati nelle bande 54, 118 e 183 GHz, mentre la **tab. 5.4** riassume le performances del filtro di Wiener, infine le **figg. 5.11÷5.28** mostrano le immagini di T_B ad alta risoluzione, T_A e T_B ricostruita per tutti i canali e tutti i casi studio selezionati.

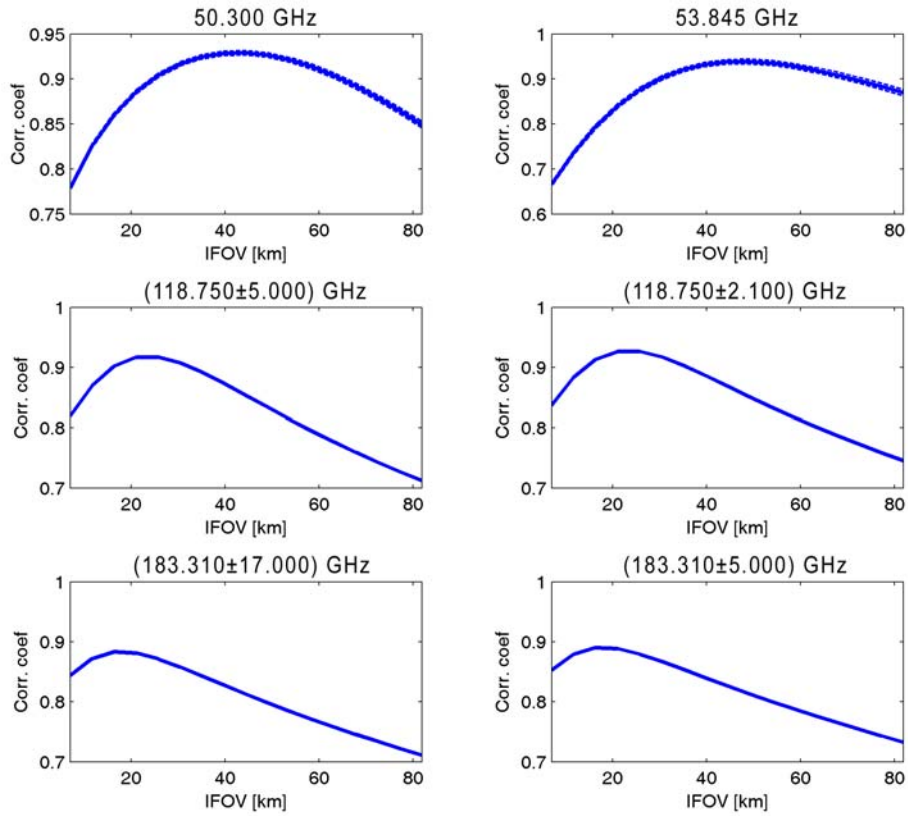


Figura 5.8 – *Variatione del coefficiente di correlazione fra la T_B ricostruita e la T_B di confronto in funzione dell'IFOV per il caso studio sul Piemonte*

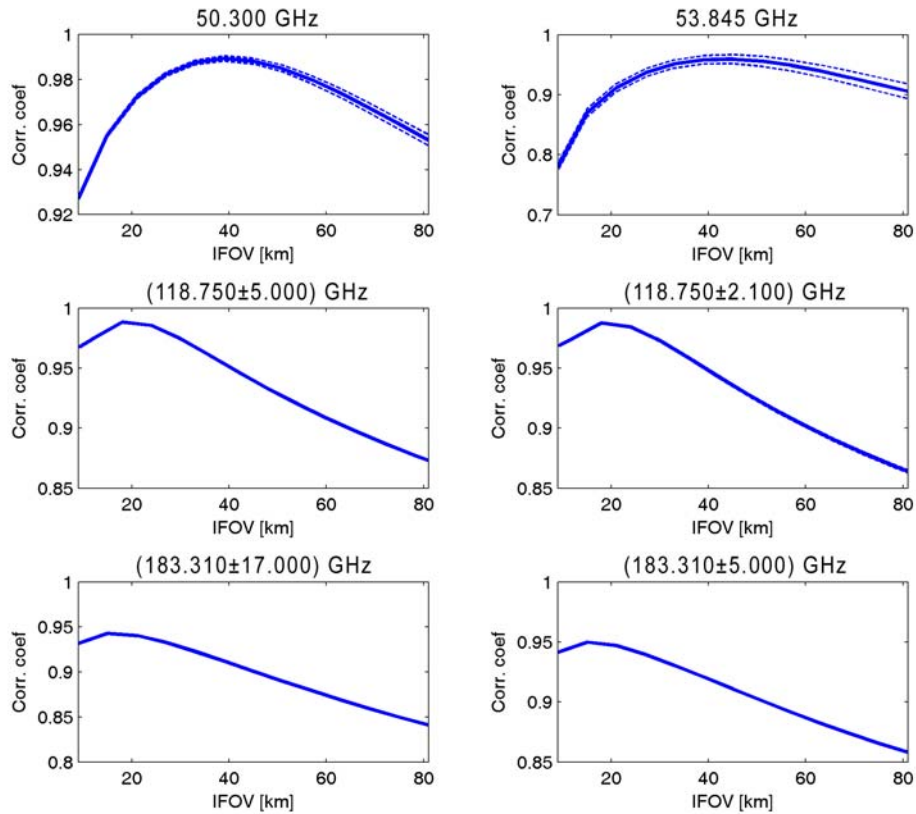


Figura 5.9 – *Variatione del coefficiente di correlazione fra la T_B ricostruita e la T_B di confronto in funzione dell'IFOV per il caso studio sul Mar Adriatico*

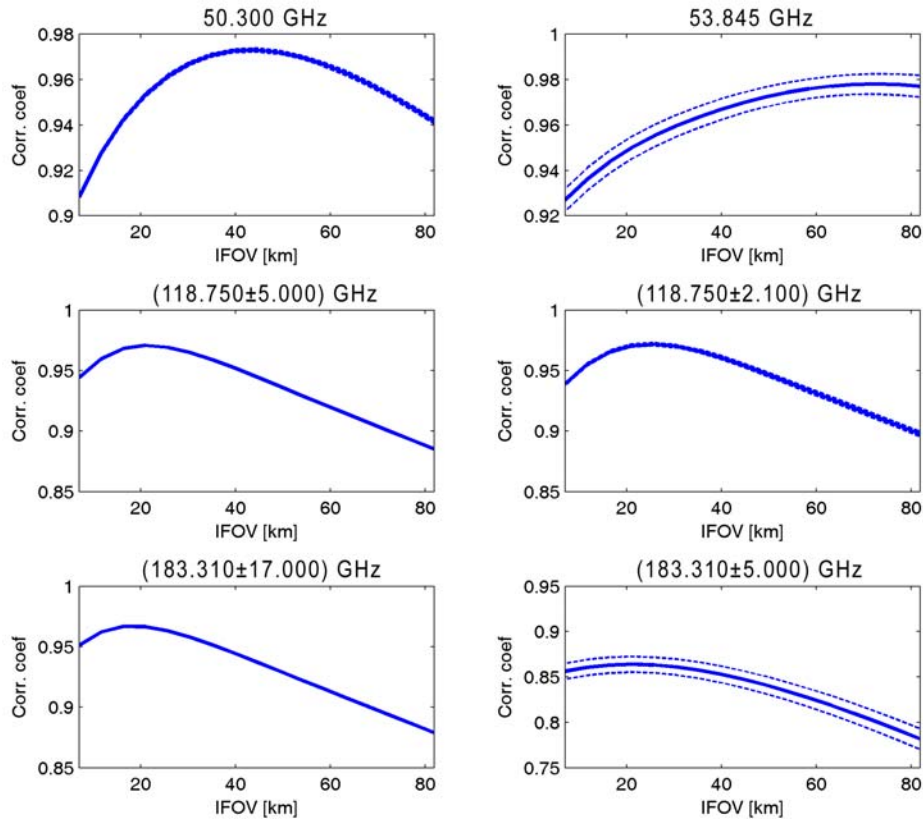


Figura 5.10 – Variazione del coefficiente di correlazione fra la T_B ricostruita e la T_B di confronto in funzione dell'IFOV per il caso studio sul Mar Baltico

Regione	Frequenza [GHz]	NE Δ T [K]	IFOV [px] – [km]	SNR [dB]	R_{TA}	Immagine di T_B ricostruita			
						$R_{TB'}$	NE Δ T [K]	IFOV [km]	Aumento di risoluzione
Baltico	50.300	0.48	35 - 81.9	48.6	0.8377	0.8771	0.17	~44	~1.9
Piemonte				36.5	0.6329	0.7139	0.18	~44	~1.9
Adriatico			27 - 81.0	51.0	0.7591	0.8608	0.18	~39	~2.1
Baltico	53.845		35 - 81.9	1.39	0.5708	0.9083	0.15	~72	~1.1
Piemonte				25.6	0.5469	0.6273	0.16	~49	~1.7
Adriatico			27 - 81.0	23.1	0.5515	0.6657	0.16	~45	~1.8
Baltico	118.750±5.000	0.21	16 - 37.4	71.2	0.8996	0.9257	0.08	~21	~1.8
Piemonte				70.9	0.7534	0.8159	0.09	~26	~1.4
Adriatico			12 - 36.0	80.4	0.7375	0.8656	0.09	~18	~2.0
Baltico	118.750±2.100	0.33	16 - 37.4	33.1	0.8946	0.9152	0.11	~26	~1.4
Piemonte				63.7	0.7726	0.8305	0.12	~21	~1.8
Adriatico			12 - 36.0	71.6	0.7514	0.8581	0.12	~18	~2.0
Baltico	183.310±17.000	0.36	10 - 23.4	53.7	0.9318	0.9411	0.13	~16	~1.5
Piemonte				63.2	0.8378	0.8696	0.12	~16	~1.5
Adriatico			8 - 24.0	73.2	0.9012	0.9219	0.14	~15	~1.6
Baltico	183.310±5.000	0.34	10 - 23.4	5.2	0.6844	0.8572	0.12	~21	~1.1
Piemonte				63.7	0.8488	0.8785	0.13	~16	~1.5
Adriatico			8 - 24.0	76.1	0.9164	0.9356	0.14	~15	~1.6

Tabella 5.4 – Performances complessive della deconvoluzione con il filtro di Wiener.

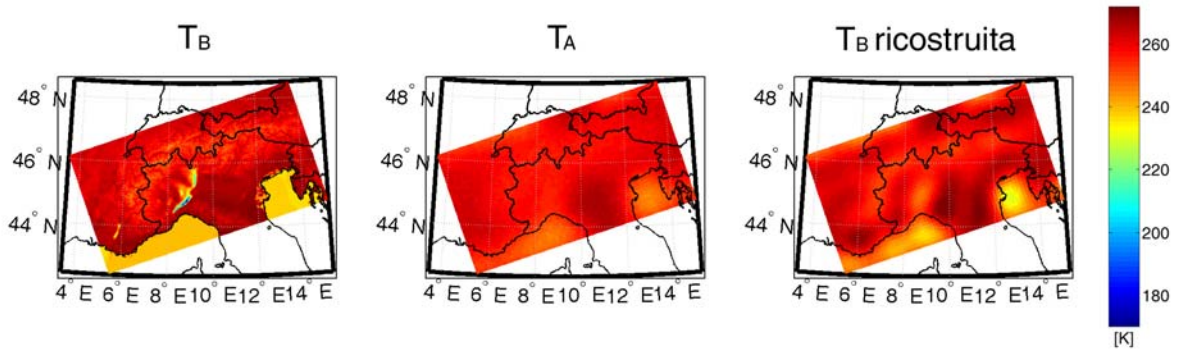


Figura 5.11 – Caso studio sul Piemonte del 24 novembre 2002, ore 12:00 UTC, canale 50.300 GHz

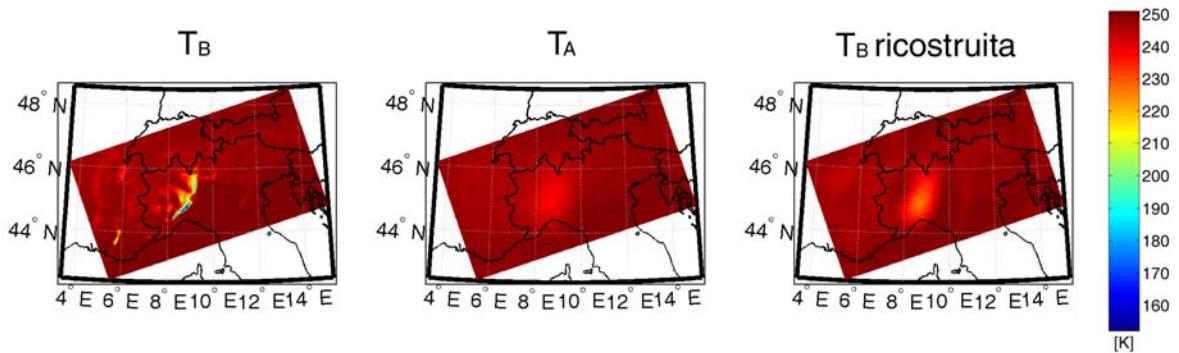


Figura 5.12 – Caso studio sul Piemonte del 24 novembre 2002, ore 12:00 UTC, canale 53.845 GHz

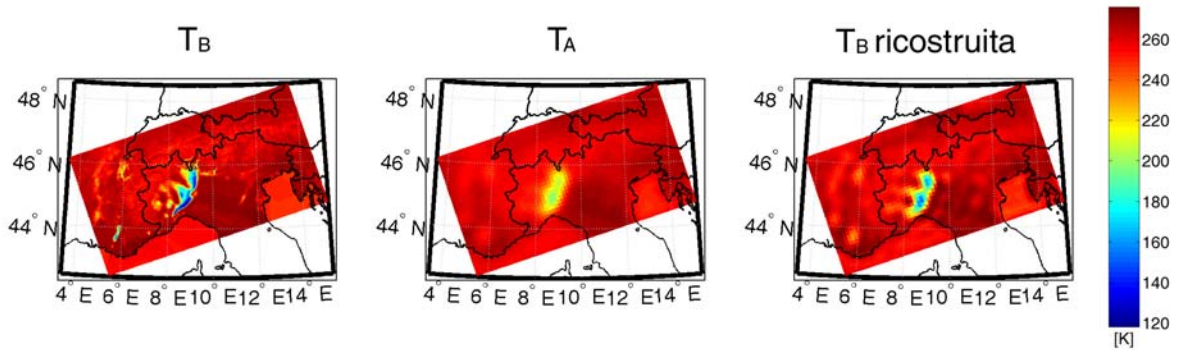


Figura 5.13 – Caso studio sul Piemonte del 24 novembre 2002, ore 12:00 UTC, canale (118.750 ± 5.000) GHz

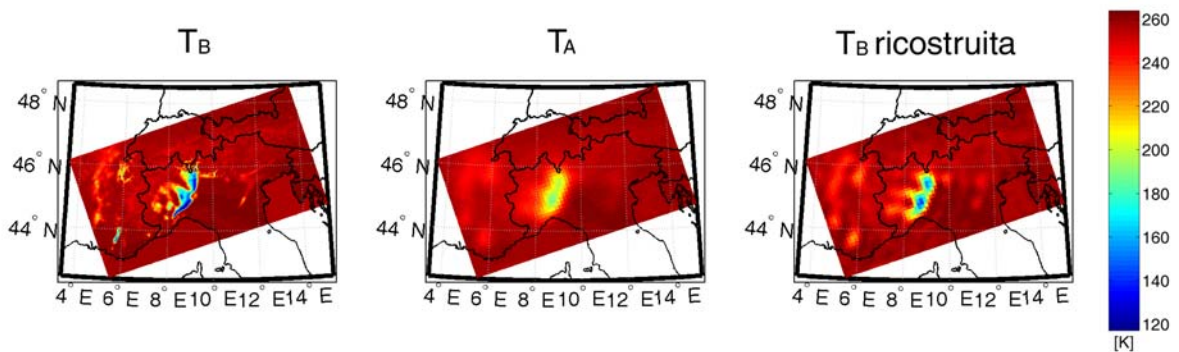


Figura 5.14 – Caso studio sul Piemonte del 24 novembre 2002, ore 12:00 UTC, canale (118.750 ± 2.100) GHz

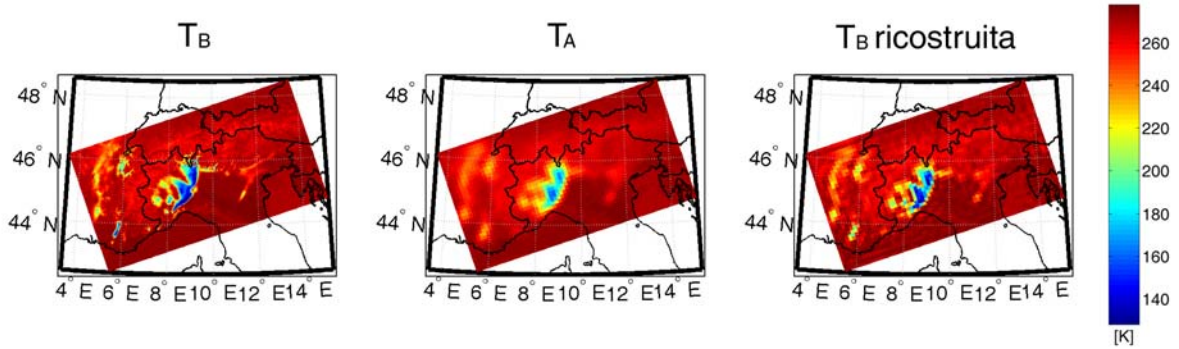


Figura 5.15 – Caso studio sul Piemonte del 24 novembre 2002, ore 12:00 UTC, canale (183.310±17.000) GHz

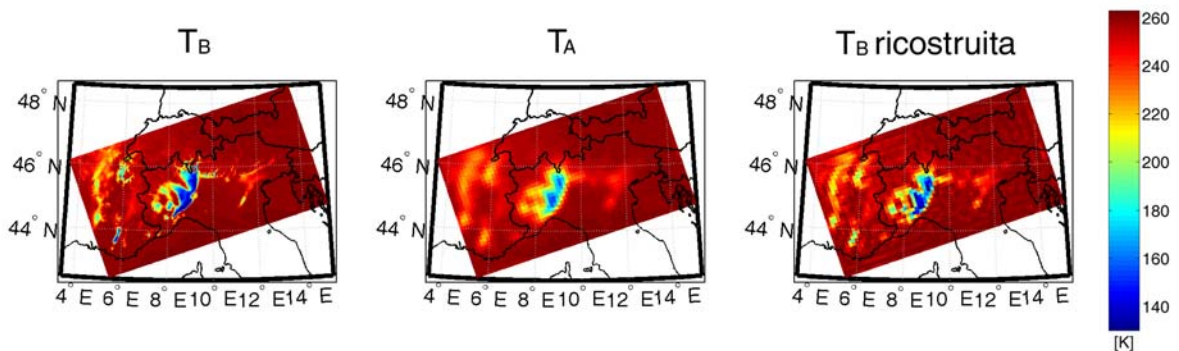


Figura 5.16 – Caso studio sul Piemonte del 24 novembre 2002, ore 12:00 UTC, canale (183.310±5.000) GHz

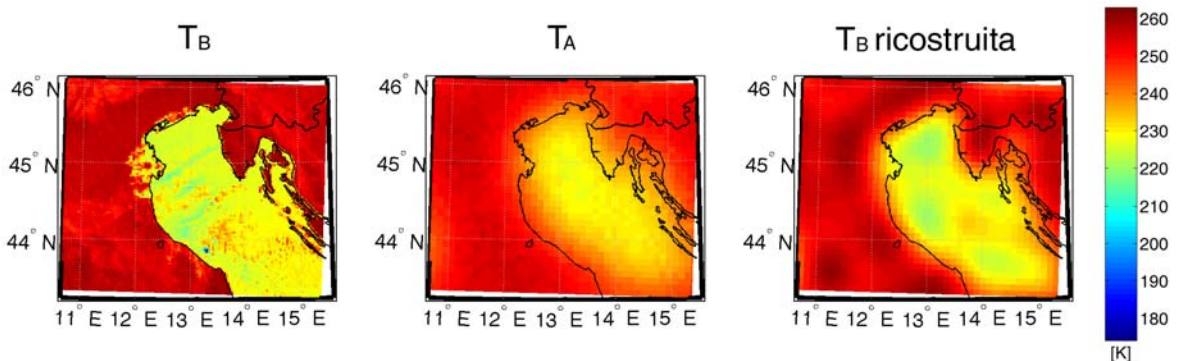


Figura 5.17 – Caso studio sul Mar Adriatico del 28 febbraio 2004, ore 6:00 UTC, canale 50.300 GHz

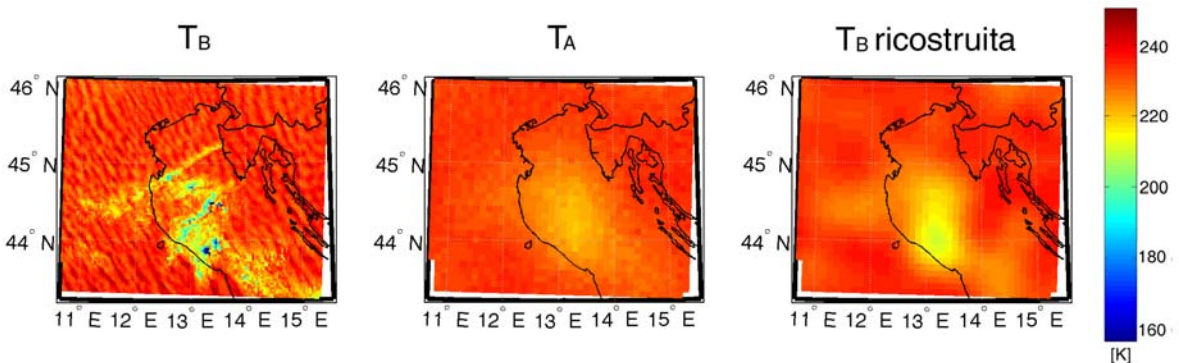


Figura 5.18 – Caso studio sul Mar Adriatico del 28 febbraio 2004, ore 6:00 UTC, canale 53.845 GHz

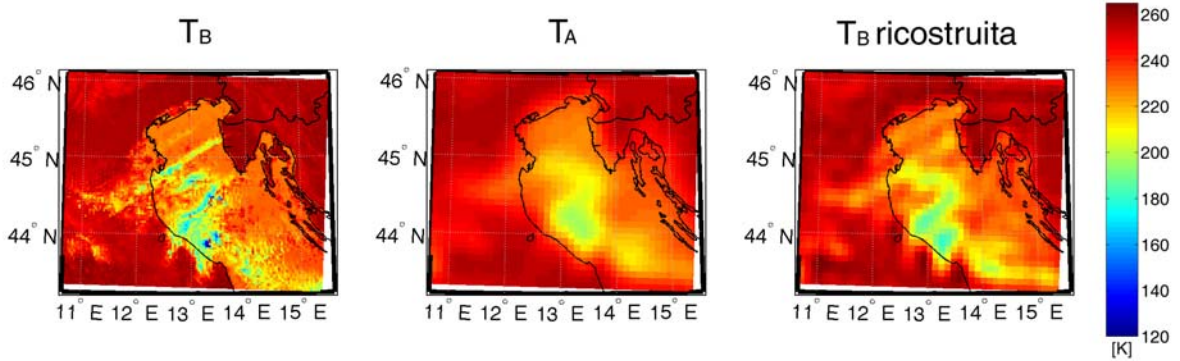


Figura 5.19 – Caso studio sul Mar Adriatico del 28 febbraio 2004, ore 6:00 UTC , canale (118.750 ± 5.000) GHz

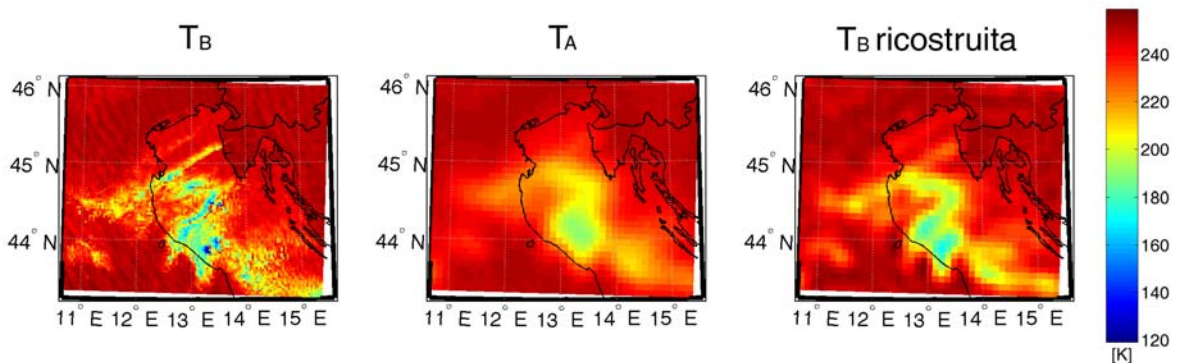


Figura 5.20 – Caso studio sul Mar Adriatico del 28 febbraio 2004, ore 6:00 UTC , canale (118.750 ± 2.100) GHz

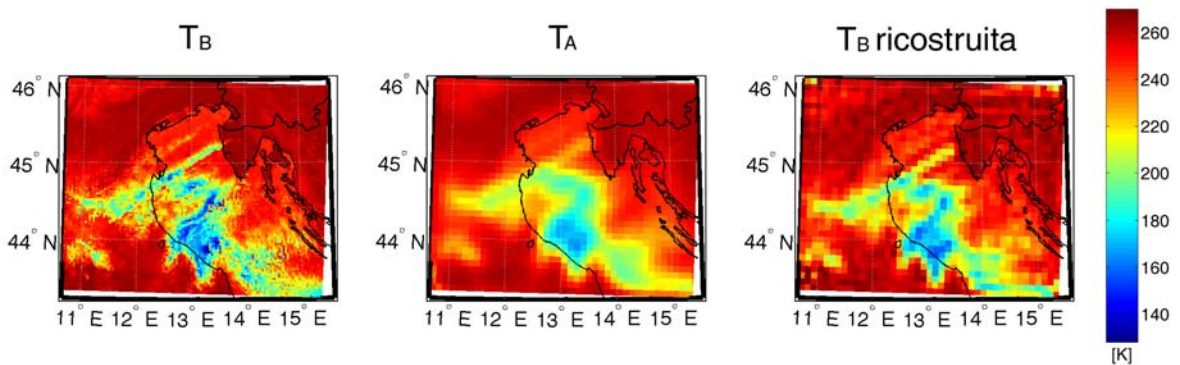


Figura 5.21 – Caso studio sul Mar Adriatico del 28 febbraio 2004, ore 6:00 UTC , canale (183.310 ± 17.000) GHz

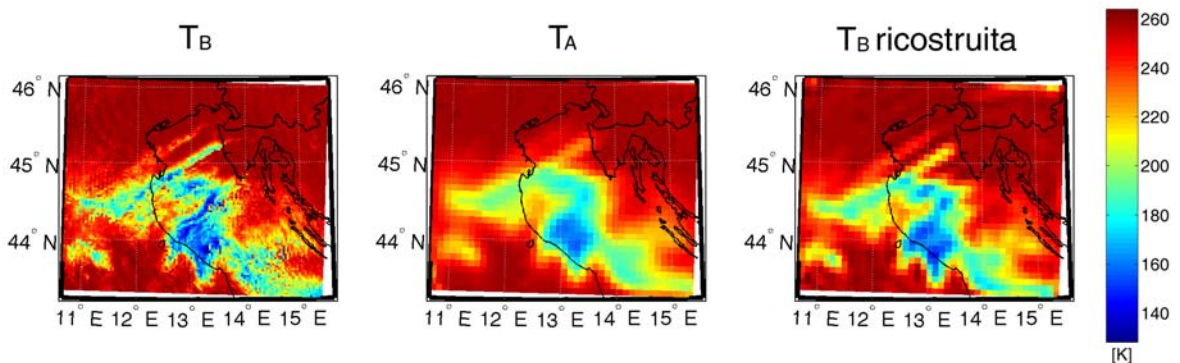


Figura 5.22 – Caso studio sul Mar Adriatico del 28 febbraio 2004, ore 6:00 UTC , canale (183.310 ± 5.000) GHz

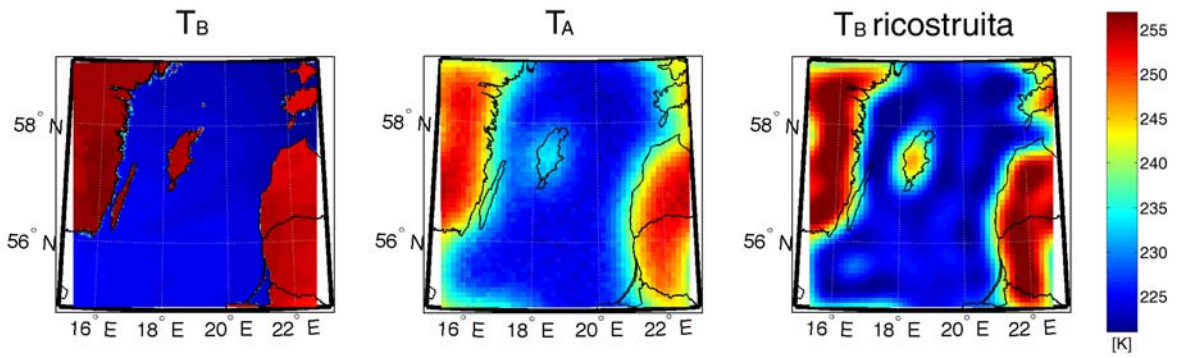


Figura 5.23 – Caso studio sul Mar Baltico del 12 gennaio 2003, ore 00:00 UTC, canale 50.300 GHz

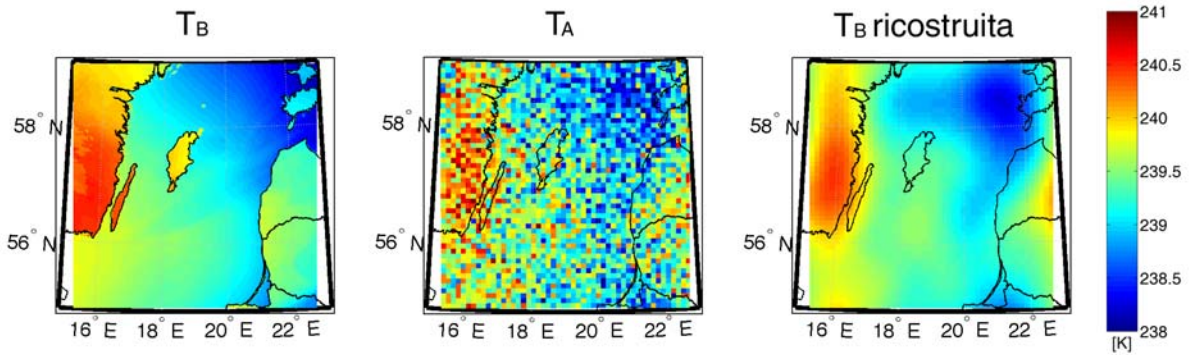


Figura 5.24 – Caso studio sul Mar Baltico del 12 gennaio 2003, ore 00:00 UTC, canale 53.845 GHz

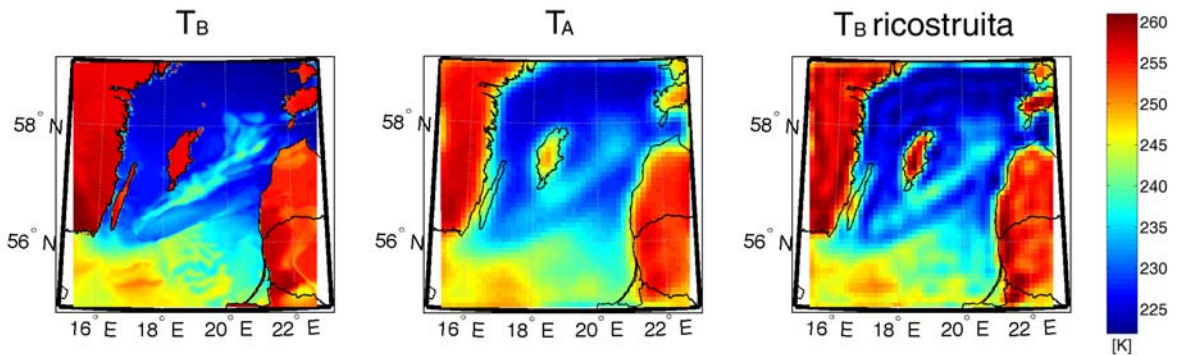


Figura 5.25 – Caso studio sul Mar Baltico del 12 gennaio 2003, ore 00:00 UTC, canale (118.750±5.000) GHz

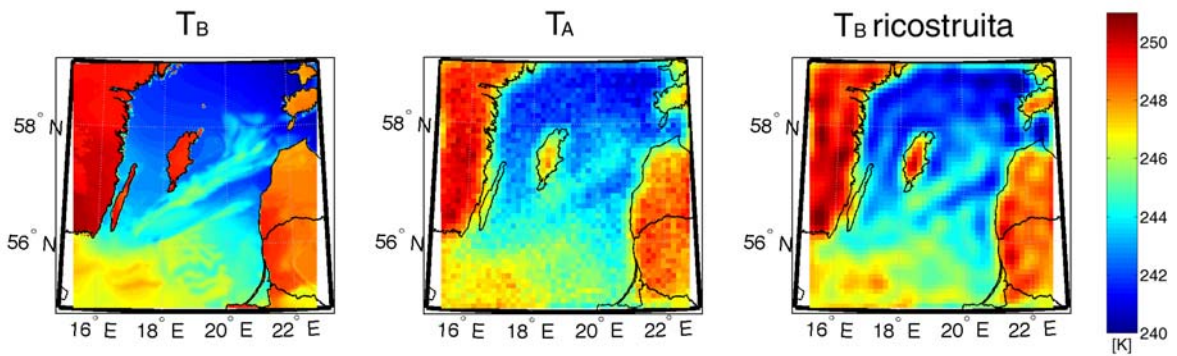


Figura 5.26 – Caso studio sul Mar Baltico del 12 gennaio 2003, ore 00:00 UTC, canale (118.750±2.100) GHz

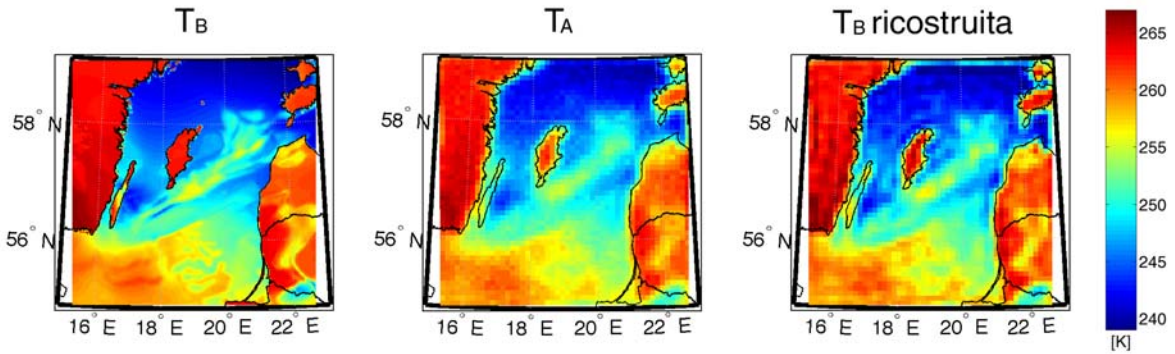


Figura 5.27 – Caso studio sul Mar Baltico del 12 gennaio 2003, ore 00:00 UTC, canale (183.310 ± 17.000) GHz

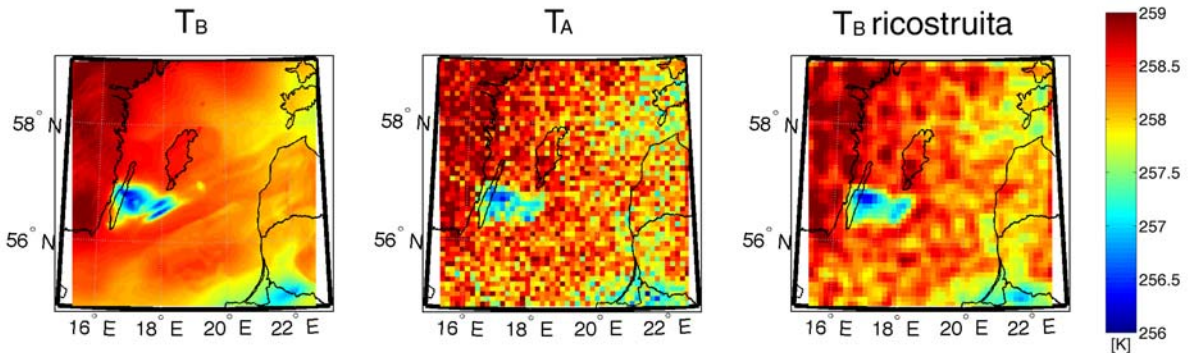


Figura 5.28 – Caso studio sul Mar Baltico del 12 gennaio 2003, ore 00:00 UTC, canale (183.310 ± 5.000) GHz

5.3.5 Algoritmo *Scatterometer image reconstruction* (SIR)

Il metodo di deconvoluzione SIR fu sviluppato inizialmente per la ricostruzione di immagini prodotte da scatterometro (Long, et al., 1993) e solo successivamente applicato alle misure radiometriche da SSM/I (Long et al., 1998). La tecnica si basa su un calcolo iterativo da applicarsi all'immagine di T_A e le cui performances dipendono sia dalla natura particolare del caso in esame che dal sovracampionamento.

Partendo da un valore iniziale della T_B ricostruita, tipicamente una matrice di valori uniformi pari al valor medio di T_A , l'algoritmo effettua per ogni iterazione una stima di T_B con cui confrontare la stima di T_B dell'iterazione precedente secondo il criterio di massima entropia.

Definendo TA_i l' i -esimo pixel della temperatura d'antenna, TB^k_j il j -esimo pixel della temperatura di brillantezza ricostruita alla k -esima iterazione e h_{ij} la matrice di pesi data dal filtro d'antenna, per ogni iterazione viene calcolato un fattore di proiezione f_i^k come:

$$f_i^k = \frac{1}{q_i} \sum_{n=1}^M h_{in} TB_n^k \quad (5.21)$$

con M numero di pixel che compone l'immagine ed avendo definito il fattore di normalizzazione q_i come:

$$q_i = \sum_{n=1}^M h_{in} \quad (5.22)$$

Mediante il fattore di proiezione può essere calcolato il fattore di scala d_i^k come rapporto con la temperatura d'antenna:

$$d_i^k = \left[\frac{TA_i}{f_i^k} \right]^\gamma \quad (5.23)$$

in cui γ è un parametro di selezione, posto pari a 0.5 come da scelta effettuata nell'aumento di risoluzione per i dati telerilevati da SSM/I (Long et al., 1998). Utilizzando il fattore di proiezione e il fattore di scala può quindi essere calcolato per ogni iterazione un fattore di correzione u_{ij}^k ponendo:

$$u_{ij}^k = \begin{cases} \left[\frac{1}{2f_i^k} \left(1 - \frac{1}{d_i^k} \right) + \frac{1}{TB_j^k d_i^k} \right]^{-1} & \text{se } d_i^k \geq 1 \\ \left[\frac{1}{2} f_i^k \left(1 - d_i^k \right) + TB_j^k d_i^k \right] & \text{se } d_i^k < 1 \end{cases} \quad (5.24)$$

Una volta effettuato il calcolo su tutti i pixel dell'immagine di T_A al variare di i , può essere effettuata la stima della T_B corretta all'iterazione $k+1$ come:

$$TB_j^{k+1} = \frac{1}{q_j} \sum_{i=1}^M h_{ij} u_{ij}^k \quad (5.25)$$

Tutto il set di equazioni 5.21÷5.25 viene iterato sull'indice k , teoricamente finché il fattore di scala d_i^k non converge al valore unitario. La presenza di rumore radiometrico però impedisce la convergenza del fattore di scala ad 1: in questo caso l'algoritmo tenta di bilanciare i diversi fattori di scala per ogni pixel usando il principio di massima entropia.

Alle prime iterazioni il fattore di scala converge rapidamente verso l'unità tendendovi poi in modo sempre più lento ed asintotico in modo che le prime ricostruzioni della T_B convergono rapidamente verso la T_B vera, per poi tendervi più lentamente ed infine solo asintoticamente o peggiorando leggermente per incremento del disturbo radiometrico.

Il limite di quest'algoritmo è nel numero di iterazioni necessarie per ottenere un buon risultato, molto variabile a seconda del caso in esame ed a volte molto alto. Per valutarne correttamente le performances si è stabilito di applicare questo algoritmo ad ogni frequenza e ad ogni caso studio selezionato evitando però simulazioni tipo Motecarlo per via dell'elevato costo computazionale. Per questo esperimento sono state utilizzate un numero di simulazioni tali che rendessero massimo il coefficiente di correlazione fra la T_B ricostruita e la T_B originale, quella "vera" prodotta dall'applicazione successiva del modello UW-NMS e del RTM ricampionata a 10 km per calcolare il coefficiente di correlazione. Sebbene nella realtà questa T_B non sia nota, lo scopo della

simulazione è quello di vedere, nella migliore delle ipotesi, le performances di questa tecnica di deconvoluzione per confrontarle con quelle del filtro di Wiener. In **fig. 5.9** viene mostrato, a titolo esemplificativo, l'andamento del coefficiente di correlazione fra la T_B ricostruita e la T_B vera, al variare del numero di iterazioni. La miglior ricostruzioni si ha in questo caso alla iterazione numero 5660, dopo la quale la bontà della ricostruzione inizia a decadere molto lentamente. In **tab. 5.5** sono mostrati tutti i risultati ottenuti per questo esperimento con i relativi tempi computazionali.

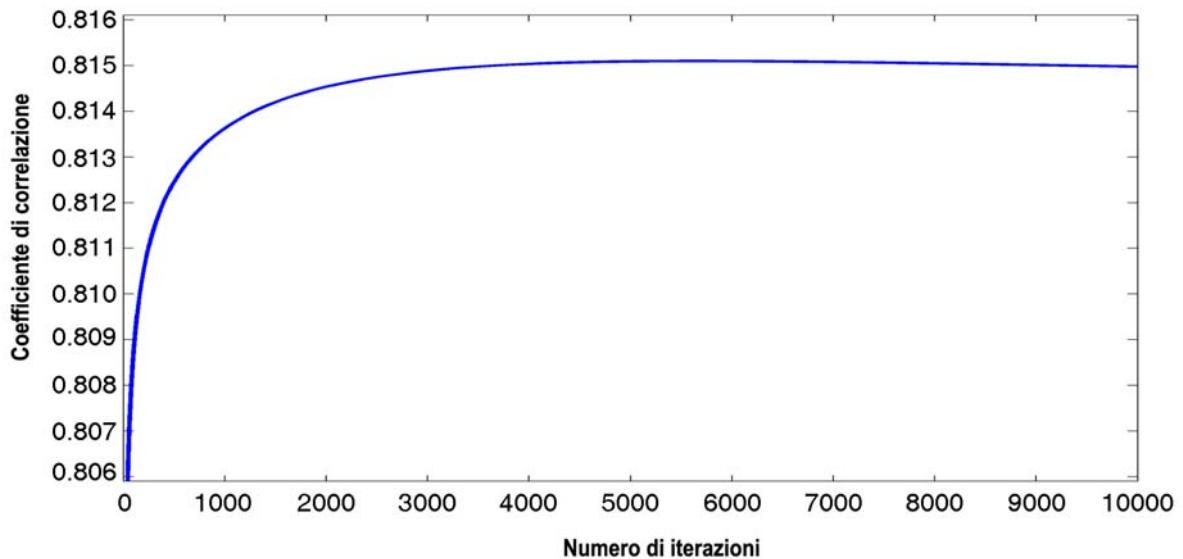


Figura 5.29 – Variazione del coefficiente di correlazione fra la T_B ricostruita e la T_B vera, al variare del numero di iterazioni - Caso studio sul Piemonte, canale (118.750 ± 5.000) GHz

Regione	Frequenza [GHz]	NE Δ T [K]	IFOV [px] – [km]	R_{TA}	Wiener	SIR		
					$R_{TB'}$	Numero iterazioni	$R_{TB'}$	Tempo per 100 iterazioni [min]
Baltico	50.300	0.48	35 - 81.9	0.8377	0.8771	183	0.8721	9.5
Piemonte				0.6329	0.7139	311	0.6748	8.5
Adriatico			0.7591	0.8608	10000*	0.8600	3.5	
Baltico	53.845		35 - 81.9	0.5708	0.9083	13	0.9007	9.5
Piemonte				0.5469	0.6273	2497	0.6288	8.5
Adriatico			0.5515	0.6657	1017	0.6713	3.5	
Baltico	118.750 \pm 5.000	0.21	16 - 37.4	0.8996	0.9257	1295	0.9233	9.5
Piemonte				0.7534	0.8159	5660	0.8151	8.5
Adriatico			0.7375	0.8656	3403	0.8662	3.5	
Baltico	118.750 \pm 2.100		16 - 37.4	0.8946	0.9152	57	0.9146	9.5
Piemonte				0.7726	0.8305	3256	0.8250	8.5
Adriatico			0.7514	0.8581	2459	0.8545	3.5	
Baltico	183.310 \pm 17.000	0.36	10 - 23.4	0.9318	0.9411	58	0.9401	9.5
Piemonte				0.8378	0.8696	389	0.8613	8.5
Adriatico			0.9012	0.9219	15	0.9004	3.5	
Baltico	183.310 \pm 5.000		10 - 23.4	0.6844	0.8572	5	0.8842	9.5
Piemonte				0.8488	0.8785	379	0.8705	8.5
Adriatico			0.9164	0.9356	15	0.9149	3.5	

* limitato per gli eccessivi costi computazionali

Tabella 5.5 – Confronto delle performances tra la tecnica di deconvoluzione con il filtro di Wiener e quella con l'algoritmo SIR. In verde i casi in cui l'algoritmo SIR produce una miglior ricostruzione del filtro di Wiener.

Complessivamente le performance delle due tecniche di deconvoluzione sono tra loro paragonabili, con il vantaggio però, da parte del filtro di Wiener, di un più basso costo computazionale e di non necessitare di una selezione a priori su un parametro tanto variabile quanto lo è il numero d'iterazioni necessarie per l'algoritmo SIR.

5.4 Super-resolution

La *super-resolution* è una tecnica per incrementare la risoluzione delle immagini di T_B dei canali GOMAS non sovracampionati, quelli cioè nelle bande 380 GHz (IFOV = 12 km) e 424 GHz (IFOV = 10 km). Questa tecnica si fonda su due step: il ricampionamento e l'applicazione di un filtro Inverso.

5.4.1 Ricampionamento

Per evidenti motivi, il valore massimo della risoluzione di un'immagine coincide con il suo campionamento, pertanto, per produrre un aumento di risoluzione nelle bande 380 GHz e 425 GHz, è necessario preliminarmente ricampionare le immagini. Sono state esaminate due tecniche differenti: l'interpolazione bilineare e l'interpolazione mediante *spline* cubica. Con entrambe le tecniche si è provveduto a ricampionare le immagini alla stessa risoluzione delle uscite del modello UW-NMS pari a 2.34 km per i casi studio sul Mar Baltico e sul Piemonte e di 3.10 km per il caso studio sul Mar Adriatico.

Interpolazione bilineare

La prima consiste in una semplice interpolazione lineare fra due pixel adiacenti da effettuarsi lungo uno dei due assi principali, seguita da un'interpolazione lineare lungo l'altro asse principale da effettuarsi sia sui pixel originali che sui pixel prodotti dalla prima interpolazione. Il risultato di questa operazione non varia se si inverte l'ordine degli assi su cui effettuare l'interpolazione

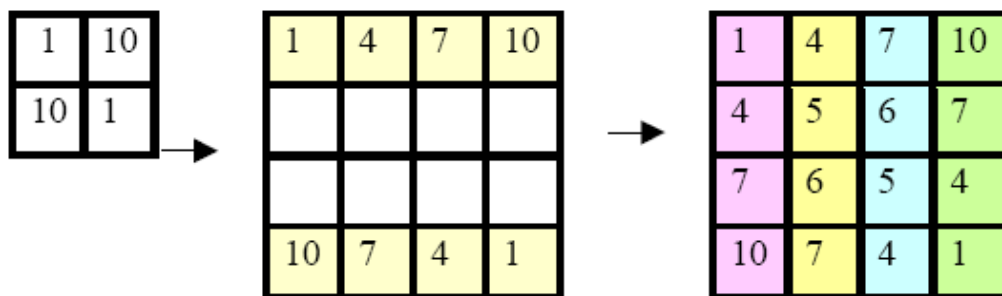


Figura 5.30 – Interpolazione bilineare

Interpolazione con spline cubica

L'interpolazione con spline cubica è un'interpolazione in cui la curva interpolante, detta *spline*, è costituita da una funzione polinomiale a tratti. Se i polinomi utilizzati sono tutti di terzo grado la spline viene definita cubica. Pertanto in generale, in una dimensione, dato un insieme $\{x_i\}$ di $n+1$ punti detti nodi, tali che $x_0 < x_1 < x_2 \dots x_{n-1} < x_n$, una spline cubica è costituita da $n-1$ polinomi di terzo grado che uniscono i nodi $\{x_i\}$. Formalmente la funzione $S(x)$ definita da:

$$S(x) = \begin{cases} S_0(x) & x_0 \leq x \leq x_1 \\ S_1(x) & x_1 \leq x \leq x_2 \\ \dots\dots\dots \\ S_{n-1}(x) & x_{n-1} \leq x \leq x_n \end{cases} \quad (5.26)$$

è una spline cubica se vale:

$$S(x) = \begin{cases} S_{i-1}(x_i) = S_i(x_i) & \text{per } i = 1, \dots, n-1 \\ S'_{i-1}(x_i) = S'_i(x_i) & \text{per } i = 1, \dots, n-1 \\ S''_{i-1}(x_i) = S''_i(x_i) & \text{per } i = 1, \dots, n-1 \end{cases} \quad (5.27)$$

cioè se la funzione e le sue derivate prima e seconda sono continue nei nodi. Complessivamente sono necessari $4n$ condizioni per definire univocamente la spline cubica, giacché ciascuno degli n polinomi è definito da 4 variabili. Imponendo il passaggio per gli $n+1$ nodi ed imponendo le $3(n-1)$ condizioni 5.27 abbiamo complessivamente $4n-2$ condizioni, pertanto la spline cubica è definita con 2 gradi di libertà.

Una volta definita la spline cubica, l'interpolazione avviene con la stessa logica mostrata nell'interpolazione bilineare: prima si effettua l'interpolazione lungo un asse e successivamente lungo l'altro.

5.4.2 Filtro inverso

Il filtro inverso deriva sostanzialmente dall'inversione del prodotto di convoluzione fra T_B e diagramma d'antenna utilizzato per calcolare la T_A :

$$TA(x, y) = TB(x, y) \otimes H(x, y) + N(x, y) \quad (5.28)$$

che nel dominio delle frequenze spaziali (u,v) diventa:

$$TA(u, v) = TB(u, v) \cdot H(u, v) + N(u, v) \quad (5.29)$$

Trascurando il rumore radiometrico è possibile invertire l'equazione precedente per determinare la T_B ricostruita $TB'(u,v)$:

$$T'_B(u, v) = I(u, v)T_A(u, v) \quad (5.30)$$

avendo definito il *Filtro Inverso* $I(u,v)$ come:

$$I(u, v) = H(u, v)^{-1} \quad (5.31)$$

Il calcolo effettuato presenta però il problema che il filtro inverso può divergere per valori di H prossimi a zero, pertanto la definizione precedente va corretta introducendo un valore di soglia γ tale che:

$$I_\gamma(u, v) = \begin{cases} H(u, v)^{-1} & \text{se } |H(u, v)| > \gamma \\ \frac{1}{\gamma} & \text{se } |H(u, v)| \leq \gamma \end{cases} \quad (5.32)$$

Esaminando i differenti casi studio si è definito in modo empirico $\gamma = 2.5$.

5.4.3 Stima della risoluzione e performances complessive della tecnica

Per valutare l'efficacia della super-resolution, analogamente a quanto fatto per il filtro di Wiener, abbiamo effettuato una stima con metodo di tipo Montecarlo, basata su 1000 simulazioni. Per ciascuna simulazione è stata generata una occorrenza casuale della matrice di rumore radiometrico mediante la quale calcolare le differenti occorrenze della T_A su cui applicare la tecnica esaminata.

Le **tab. 5.6 e 5.7** mostrano il risultato della simulazione in termini di coefficiente di correlazione sia per l'interpolazione bilineare che per quella mediante spline cubica, evidenziando sia gli effetti della sola interpolazione che dell'interpolazione più filtro inverso. Dall'esame dei risultati appare evidente che l'interpolazione con spline cubica fornisca risultati migliori di quelli forniti dalla semplice interpolazione bilineare. Inoltre, l'applicazione della super-resolution fornisce risultati migliori della semplice interpolazione, se si eccettua il caso del Mar Baltico per il quale il basso valore di SNR non consente mai una ricostruzione buona.

Regione	Frequenza [GHz]	NEΔT [K]	IFOV [px] – [km]	R_{TA}	Interpolazione bilineare	
					R_{TB}	Filtro inverso R_{TB}
Baltico	380.197±18.000	0.72	5 – 11.7	0.262±0.036	0.368±0.026	0.332±0.024
Piemonte				0.849±0.097	0.9342±0.0001	0.9452±0.0001
Adriatico				0.947±0.028	0.9733±0.0001	0.9756±0.0001
Baltico	424.763±4.000	1.02	4 – 9.36	0.178±0.031	0.258±0.029	0.228±0.026
Piemonte				0.862±0.086	0.9391±0.0002	0.9428±0.0002
Adriatico				0.958±0.021	0.9766±0.0001	0.9787±0.0001

Tabella 5.6 – Performances dell'interpolazione bilineare e dell'interpolazione bilineare con filtro inverso (super-resolution). In arancio le ricostruzioni con super-resolution che hanno fornito performances inferiori a quelle fornite dalla sola interpolazione bilineare

Regione	Frequenza [GHz]	NE Δ T [K]	IFOV [px] – [km]	R _{TA}	Interpolazione spline cubica	
					R _{TB'}	Filtro inverso R _{TB'}
Baltico	380.197±18.000	0.72	5 – 11.7	0.262±0.036	0.291±0.022	0.262±0.020
Piemonte				0.849±0.097	0.9460±0.0001	0.9565±0.0001
Adriatico			4 – 12.4	0.947±0.028	0.9757±0.0001	0.9797±0.0001
Baltico	424.763±4.000	1.02	4 – 9.36	0.178±0.031	0.199±0.023	0.177±0.021
Piemonte				0.862±0.086	0.9477±0.0002	0.9499±0.0002
Adriatico			3 – 9.30	0.958±0.021	0.9787±0.0001	0.9802±0.0001

Tabella 5.7 – Performances dell'interpolazione con spline cubica e dell'interpolazione con spline cubica seguita dal filtro inverso (super-resolution). In arancio le ricostruzioni con super-resolution che hanno fornito performances inferiori a quelle fornite dalla sola interpolazione con spline cubica

La **fig. 5.31** e la **tab. 5.8** mostrano i risultati in termini di IFOV apparente e di aumento del rumore radiometrico, per la super-resolution con interpolazione mediante spline cubica, calcolati con lo stesso metodo utilizzato per calcolare le performances del filtro del Wiener, con la differenza però di avere elaborato le T_A di confronto ad una risoluzione di 0.5 km, risoluzione a cui si è dovuto quindi ricampionare sia le T_B ricostruite che le T_B di confronto elaborate mediante applicazione del RTM alle uscite del modello UW-NMS.

Le **figg. 5.32÷5.37** mostrano le T_B ricostruite per tutte le frequenze e tutti i casi studio in esame. In particolare le **figg. 5.32 e 5.35** mostrano il caso studio sul Mar Baltico da cui si evince chiaramente che il mancato successo della tecnica proposta è da ricercare nel basso valore di SNR.

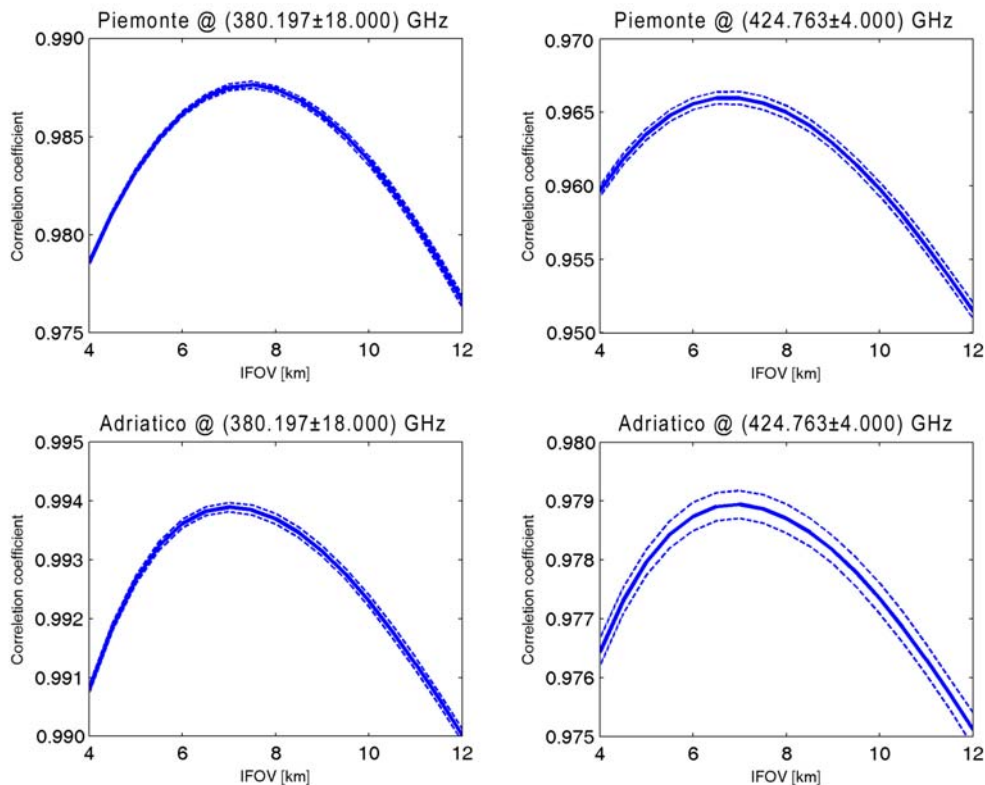


Figura 5.31 – Variazione del coefficiente di correlazione fra la T_B ricostruita e la T_B di confronto in funzione dell'IFOV per il caso studio sul Piemonte e sul Mar Adriatico

Regione	Frequenza [GHz]	NE Δ T [K]	IFOV [px] – [km]	SNR [db]	Super-resolution con spline cubica	
					NE Δ T [K]	IFOV app. [km]
Baltico	380.197 \pm 18.000	0.72	5 – 11.7	0.21	Non valutabile	
Piemonte				59.7	1.81	~7.5
Adriatico				76.7	1.53	~7.0
Baltico	424.763 \pm 4.000	1.02	4 – 9.36	0.01	Non valutabile	
Piemonte				51.5	1.41	~7.0
Adriatico				68.2	1.85	~7.0

Tabella 5.8 – Performances della super-resolution con interpolazione mediante spline cubica

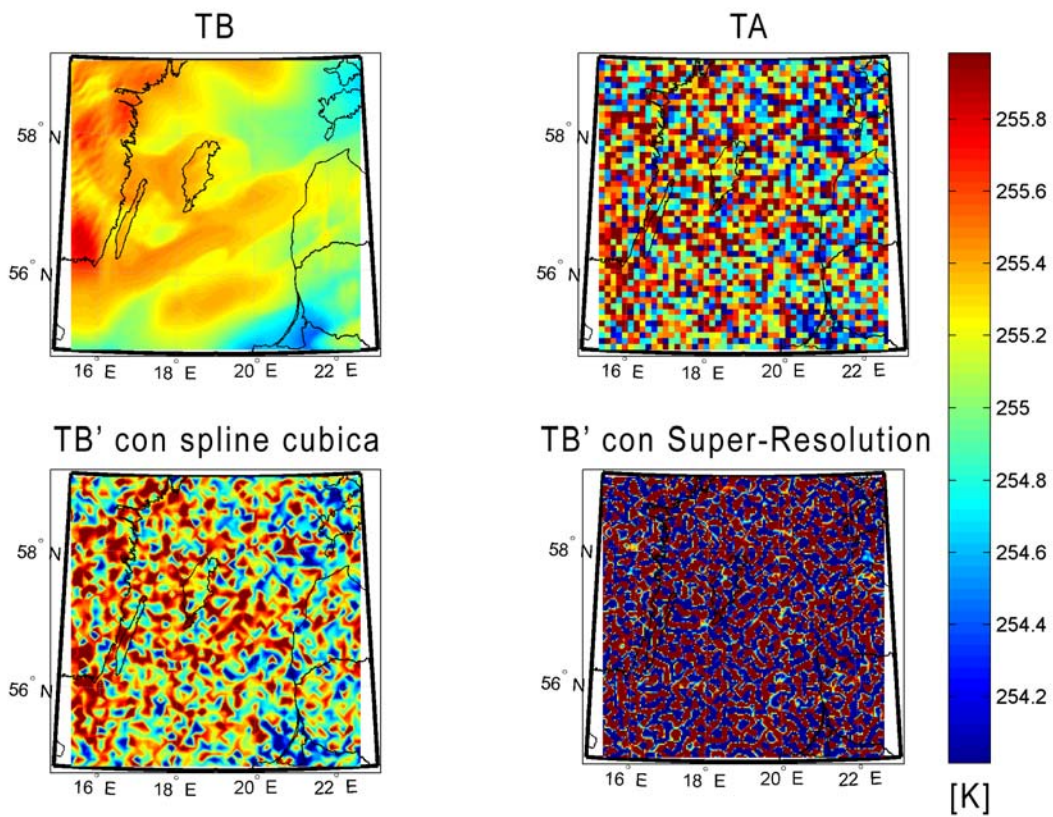


Figura 5.32 – Super-resolution con spline cubica – Caso studio sul Mar Baltico, canale (380.197 \pm 18.000) GHz

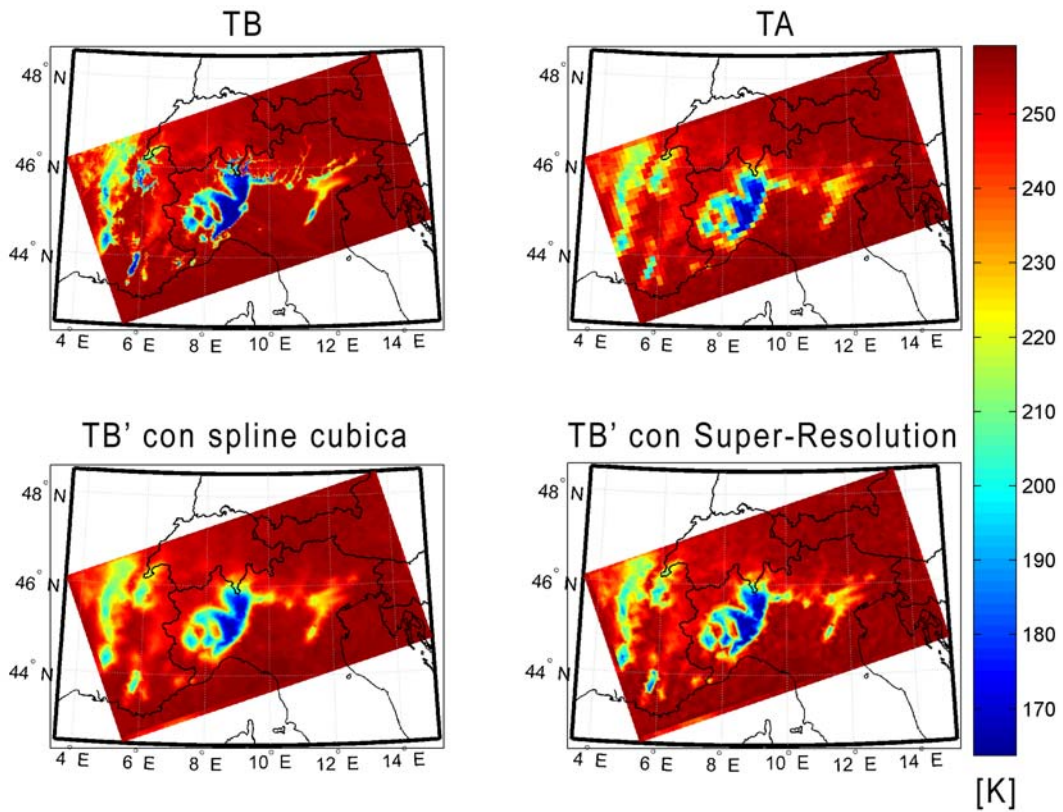


Figura 5.33 – Super-resolution con spline cubica – Caso studio sul Piemonte, canale (380.197 ± 18.000) GHz

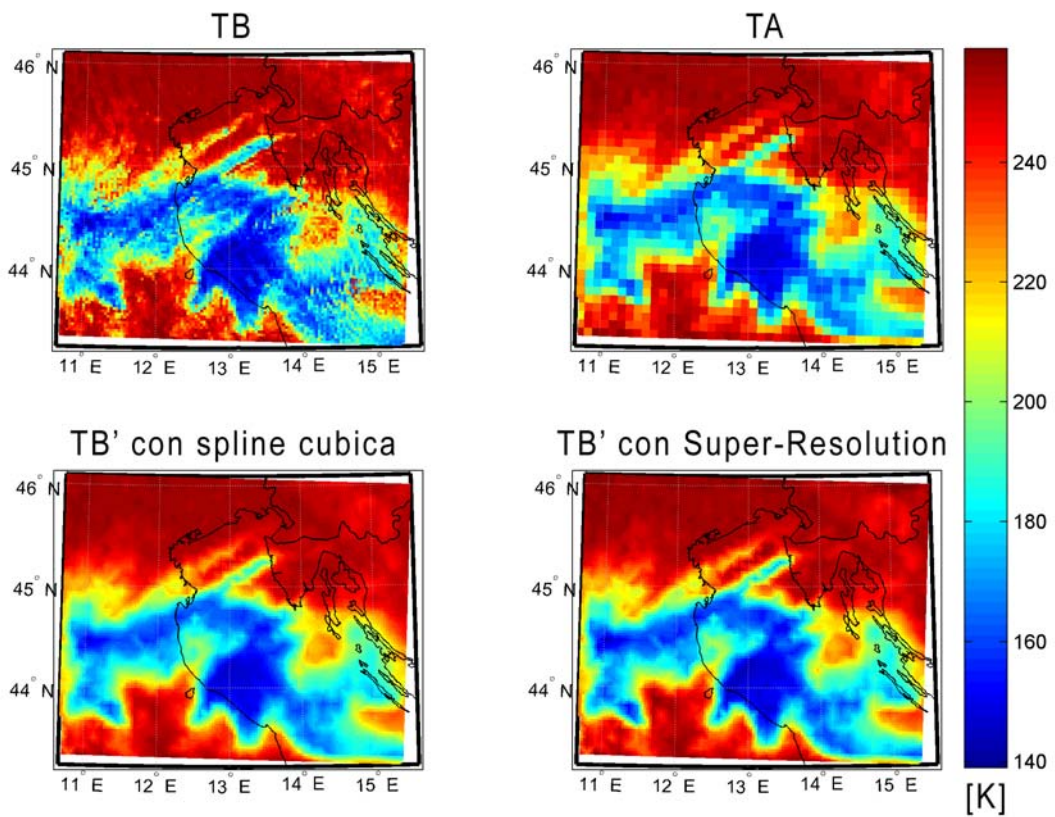


Figura 5.34 – Super-resolution con spline cubica – Caso studio sul Mar Adriatico, canale (380.197 ± 18.000) GHz

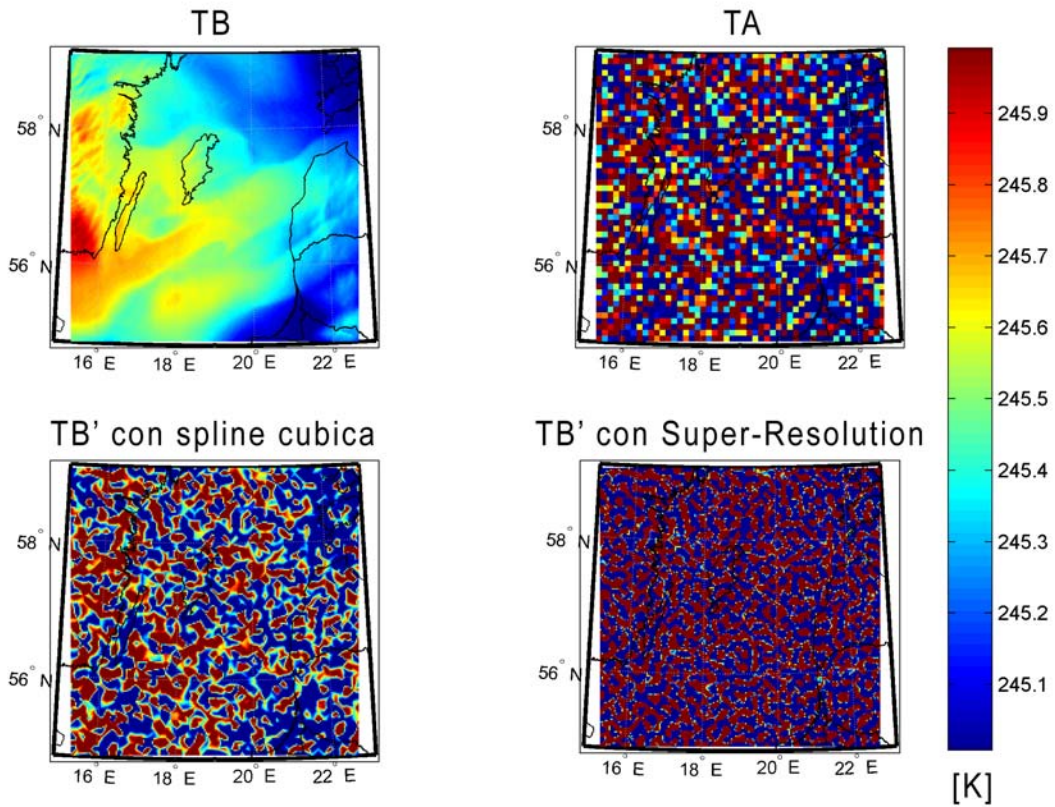


Figura 5.35 – Super-resolution con spline cubica – Caso studio sul Mar Baltico, canale (424.763 ± 4.000) GHz

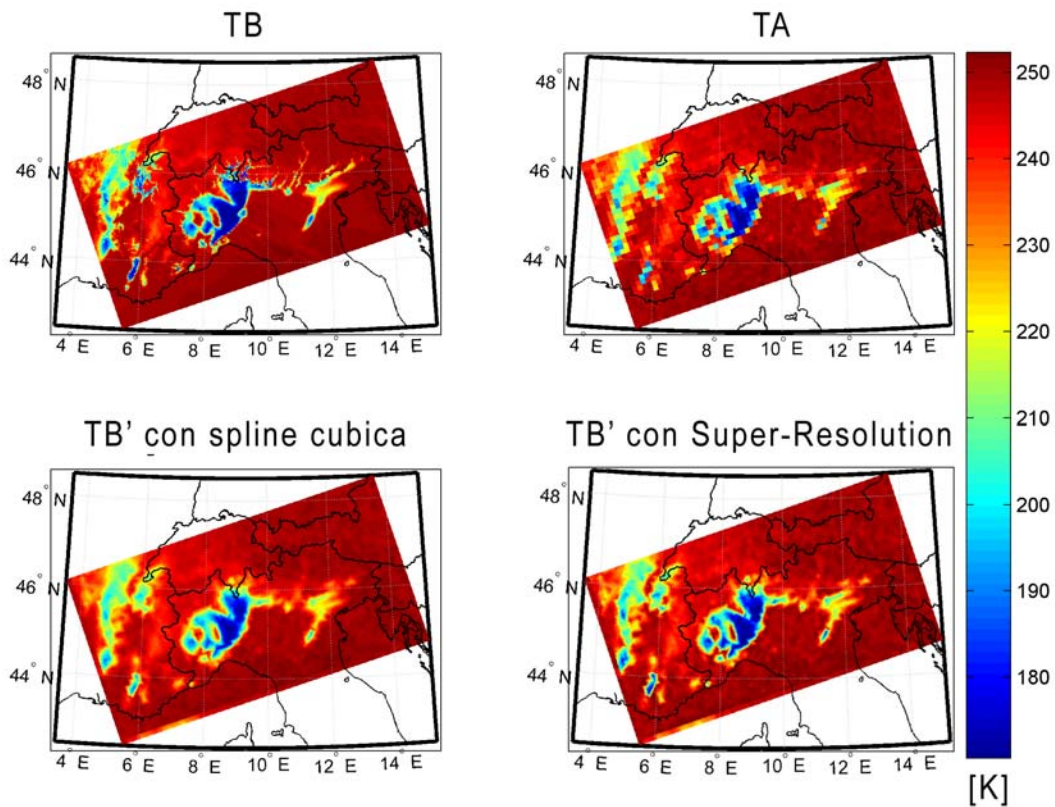


Figura 5.36 – Super-resolution con spline cubica – Caso studio sul Piemonte, canale (424.763 ± 4.000) GHz

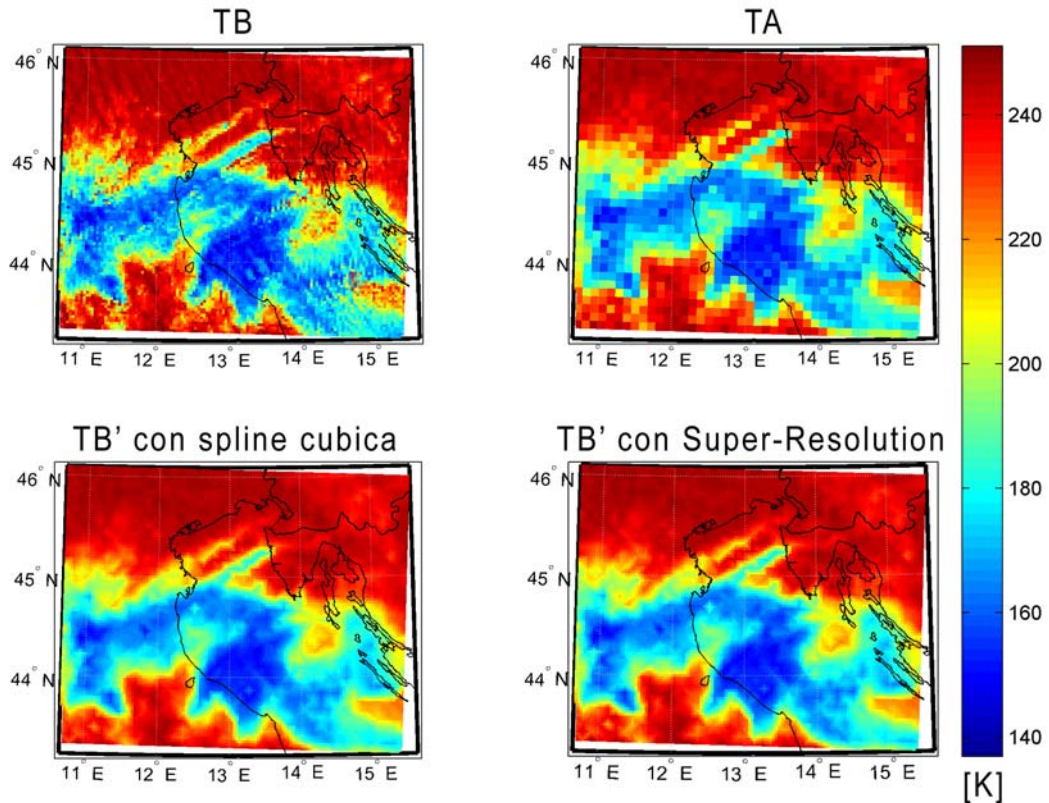


Figura 5.37 – Super-resolution con spline cubica – Caso studio sul Mar Adriatico, canale (424.763 ± 4.000) GHz

5.5 Image-fusion

L'*image-fusion* è una tecnica che consiste nel trasferire il contenuto di alte frequenze spaziali da un'immagine ad un'altra per aumentarne la risoluzione. Anche questa tecnica, come quelle precedentemente viste, opera nel dominio delle frequenze spaziali, operando preliminarmente la trasformata di Fourier delle due immagini.

Il primo step di questo algoritmo si basa sull'individuazione di un valore di soglia γ mediante il quale tagliare le frequenze spaziali più basse, in modo da trasferire solo le frequenze più alte, quelle tipicamente connesse alla variabilità del segnale sulle scale più piccole. Questo valore di soglia dipende generalmente dalle caratteristiche dell'immagine, come ad esempio il numero di pixel, la loro dimensione, il SNR ecc., sarebbe pertanto necessaria una statistica dettagliata per individuarne il valore migliore. In questa ricerca, non avendo a disposizione molti casi studio per effettuare un'analisi statistica, abbiamo fissato empiricamente $\gamma=10^3$.

Il secondo step consiste nel selezionare un coefficiente β per stabilire la frazione di alte frequenze spaziali che deve essere trasferita dall'immagine a maggior risoluzione verso quella a risoluzione minore.

$$TB'(u, v) = \begin{cases} TA(u, v)_{LOW} + \beta \cdot TA(u, v)_{HIGH} & \text{se } TA(u, v)_{LOW} \leq \gamma \\ TA(u, v)_{LOW} & \text{altrimenti} \end{cases} \quad (5.33)$$

Avendo definito $TA(u, v)_{HIGH}$ l'immagine a più alta risoluzione, $TA(u, v)_{LOW}$ l'immagine a risoluzione minore e con $TB'(u, v)$ l'immagine di T_B relativa a $TA(u, v)_{LOW}$ ricostruita. Per produrre risultati migliori è possibile sostituire sia $TA(u, v)_{HIGH}$ che a $TA(u, v)_{LOW}$ le relative T_B ricostruite mediante le tecniche del filtro di Wiener o della super-resolution. In tal modo la precedente diventa:

$$TB'(u, v) = \begin{cases} TB'(u, v)_{LOW} + \beta \cdot TB'(u, v)_{HIGH} & \text{se } TB'(u, v)_{LOW} \leq \gamma \\ TB'(u, v)_{LOW} & \text{altrimenti} \end{cases} \quad (5.34)$$

con ovvio significato dei simboli.

β è un parametro di regolazione che può essere selezionato in base alle caratteristiche spaziali dell'immagine a frequenza spaziale maggiore. Per i casi studio e i canali esaminati, si è osservato che $\beta = 0,33$ produce i risultati migliori se l'immagine a frequenza maggiore $TB'(u, v)_{HIGH}$ è ottenuta mediante filtro di Wiener, come ad esempio nell'accoppiata fra canali nelle bande 54-118 GHz. Se $TB'(u, v)_{HIGH}$ è invece ottenuta mediante super-resolution, come nel caso ad esempio dell'accoppiate 54-424 GHz e 183-380 GHz, valori di β minori producono risultati migliori. In questo caso diviene però determinante il contenuto in frequenza spaziale di $TB'(u, v)_{HIGH}$: se questo non è eccessivamente alto, come nel caso studio sul Piemonte, si ottengono buone ricostruzioni con $\beta = 0,20$ mentre se questo è particolarmente elevato, come nel caso studio sul mare Adriatico, $\beta = 0,10$ produce risultati più soddisfacenti.

Ovviamente, particolare attenzione deve essere posta nella selezione dei canali da accoppiare, avendo cura di scegliere due frequenze con informazioni fisicamente simili: scegliendo ad esempio due canali tra 54 GHz, 118 GHz e 424 GHz, perché tutti nella banda di assorbimento dell' O_2 o due canali tra 183 GHz e 380 GHz, relativamente alla banda di assorbimento dell' H_2O . Oltre alla corretta selezione delle bande è opportuno accoppiare tra loro due canali le cui funzioni peso, in condizioni di cielo chiaro, abbiano i loro massimi ad altitudini simili, secondo quanto indicato nella *tab. 5.9*.

Frequenza [GHz]	IFOV [km]	NEAT [K]	Altitudine del Massimo della funzione peso 5 km
53.845	81	0.48	5 km
50.300	81	0.48	Surface
118.750 ± 2.100	37	0.33	5 km
118.750 ± 5.000	37	0.21	Surface
183.310 ± 5.000	24	0.34	5 km
183.310 ± 17.000	24	0.36	Surface
380.197 ± 18.000	12	0.72	6 km
424.763 ± 4.000	10	1.02	5 km

Tabella 5.9 – Altitudine dei massimi delle funzioni peso

5.5.1 Stima della risoluzione e performances complessive della tecnica

Per valutare le performances del metodo, analogamente a quanto fatto per il filtro di Wiener e per la super-resolution, abbiamo utilizzato una tecnica di tipo Montecarlo, basata sulla generazione di 1000 simulazioni. Per ogni simulazione è stata generata un'occorrenza casuale della matrice di rumore radiometrico a seguito della quale calcolare la T_A per la coppia di canali da utilizzare nell' *image-fusion*. La **tab. 5.10** mostra i risultati della simulazione in termine di coefficiente di correlazione: se il coefficiente di correlazione $R_{TB'}$ relativo all' *image-fusion* ha un valore maggiore rispetto al coefficiente di correlazione $R_{TB'}$ relativo a $TB'(u,v)_{LOW}$ (celle evidenziate in verde) vuol dire che la tecnica proposta ha ulteriormente incrementato la risoluzione della T_B ricostruita mediante filtro di Wiener. Per quanto concerne il caso studio relativo al Mar Baltico, eccetto il caso della accoppiata tra il canale a 50.300 GHz e quello a (118.750±5.000) GHz, negli altri casi l' *image-fusion* non è applicabile per via del basso valore di SNR: l'applicazione della tecnica porterebbe infatti, in questi casi, solo un trasferimento di rumore radiometrico, essendo il segnale di intensità paragonabile al rumore stesso. La **tab. 5.11** e le **figg. 5.38÷5.40** mostrano i risultati in termini di IFOV apparente e di aumento del rumore radiometrico, infine le **figg. 5.41÷5.51** mostrano le immagini di T_B , T_A e T_B ricostruite per le coppie di canali selezionate a confronto con l' *image-fusion* che ne deriva, da cui si evince come quest'ultima migliori ulteriormente la risoluzione del canale a frequenza più bassa.

Regione	Frequenze accoppiate		$TB'(u,v)_{LOW}$		$TB'(u,v)_{HIGH}$		image-fusion	
	Bassa risoluzione [GHz]	Alta risoluzione [GHz]	R_{TA}	$R_{TB'}$	R_{TA}	$R_{TB'}$	β	$R_{TB'}$
Baltico	50.300	118.750±5.000	0.8377	0.8771	0.8996	0.9257	0.33	0.878±0.001
	53.845	118.750±2.100	0.5708	0.9083	0.8946	0.9152	Non applicabile	
		424.763±4.000			0.1785	0.1775		
	118.750±2.100	424.763±4.000	0.8946	0.9152	0.1785	0.1775		
183.310±5.000	380.197±18.000	0.6844	0.8572	0.2620	0.2620			
Piemonte	50.300	118.750±5.000	0.6329	0.7139	0.7534	0.8159	0.33	0.776±0.002
	53.845	118.750±2.100	0.5469	0.6273	0.7726	0.8305	0.33	0.775±0.001
		424.763±4.000			0.8624	0.9499	0.20	0.758±0.004
	118.750±2.100	424.763±4.000	0.7726	0.8305	0.8624	0.9499	0.20	0.851±0.001
183.310±5.000	380.197±18.000	0.8488	0.8785	0.8490	0.9565	0.20	0.890±0.001	
Adriatico	50.300	118.750±5.000	0.7591	0.8608	0.7375	0.8656	0.33	0.876±0.001
	53.845	118.750±2.100	0.5515	0.6657	0.7514	0.8581	0.33	0.719±0.001
		424.763±4.000			0.9584	0.9802	0.10	0.690±0.001
	118.750±2.100	424.763±4.000	0.7514	0.8581	0.9584	0.9802	0.10	0.861±0.001
183.310±5.000	380.197±18.000	0.9164	0.9356	0.9473	0.9797	0.10	0.943±0.001	

Tabella 5.10 – Performances dell'aumento di risoluzione mediante image-fusion. In verde le ricostruzioni che hanno fornito esito positivo

Regione	Frequenze accoppiate		TB'(u,v) _{LOW}		TB'(u,v) _{HIGH}		image-fusion	
	Bassa risoluzione [GHz]	Alta risoluzione [GHz]	NEΔT [K]	IFOV app. [km]	NEΔT [K]	IFOV app. [km]	NEΔT [K]	IFOV app. [km]
Baltico	50.300	118.750±5.000	0.48	81.9	0.17	~44	0.04	~44
	53.845	118.750±2.100			Non applicabile	0.15	~72	
		424.763±4.000						
	118.750±2.100	424.763±4.000	0.33	37.4		0.11	~26	
183.310±5.000	380.197±18.000	0.34	23.4	0.12	~21			
Piemonte	50.300	118.750±5.000	0.48	81.9	0.18	~44	0.12	~26
	53.845	118.750±2.100			Non applicabile	0.16	~49	0.11
		424.763±4.000						
	118.750±2.100	424.763±4.000	0.33	37.4		0.12	~21	1.10
183.310±5.000	380.197±18.000	0.34	23.4	0.13	~16	2.04	~13	
Adriatico	50.300	118.750±5.000	0.48	81.0	0.18	~39	0.11	~30
	53.845	118.750±2.100			Non applicabile	0.16	~45	0.12
		424.763±4.000						
	118.750±2.100	424.763±4.000	0.33	36.0		0.12	~18	0.69
183.310±5.000	380.197±18.000	0.34	24.0	0.14	~15	1.04	~11	

Tabella 5.11 – Performances dell'aumento di risoluzione mediante image-fusion in termini di IFOV apparente e rumore radiometrico.

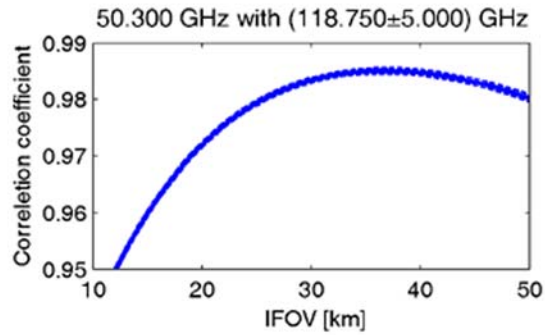


Figura 5.38 – Variazione del coefficiente di correlazione fra la T_B ricostruita con image-fusion e la T_B di confronto in funzione dell'IFOV per il caso studio sul Mar Baltico

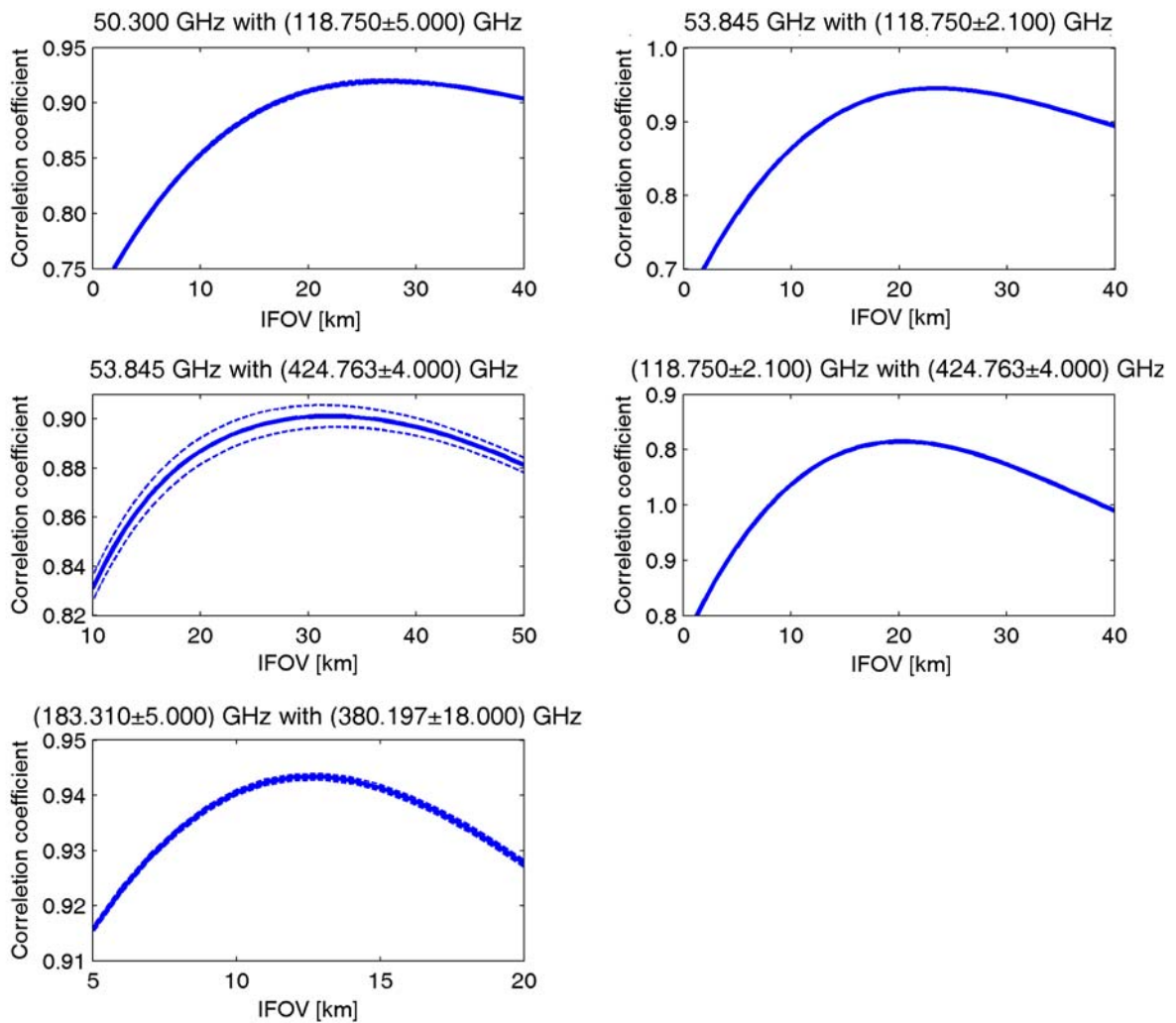


Figura 5.39 – Variazione del coefficiente di correlazione fra la T_B ricostruita con image-fusion e la T_B di confronto in funzione dell'IFOV per il caso studio sul Piemonte

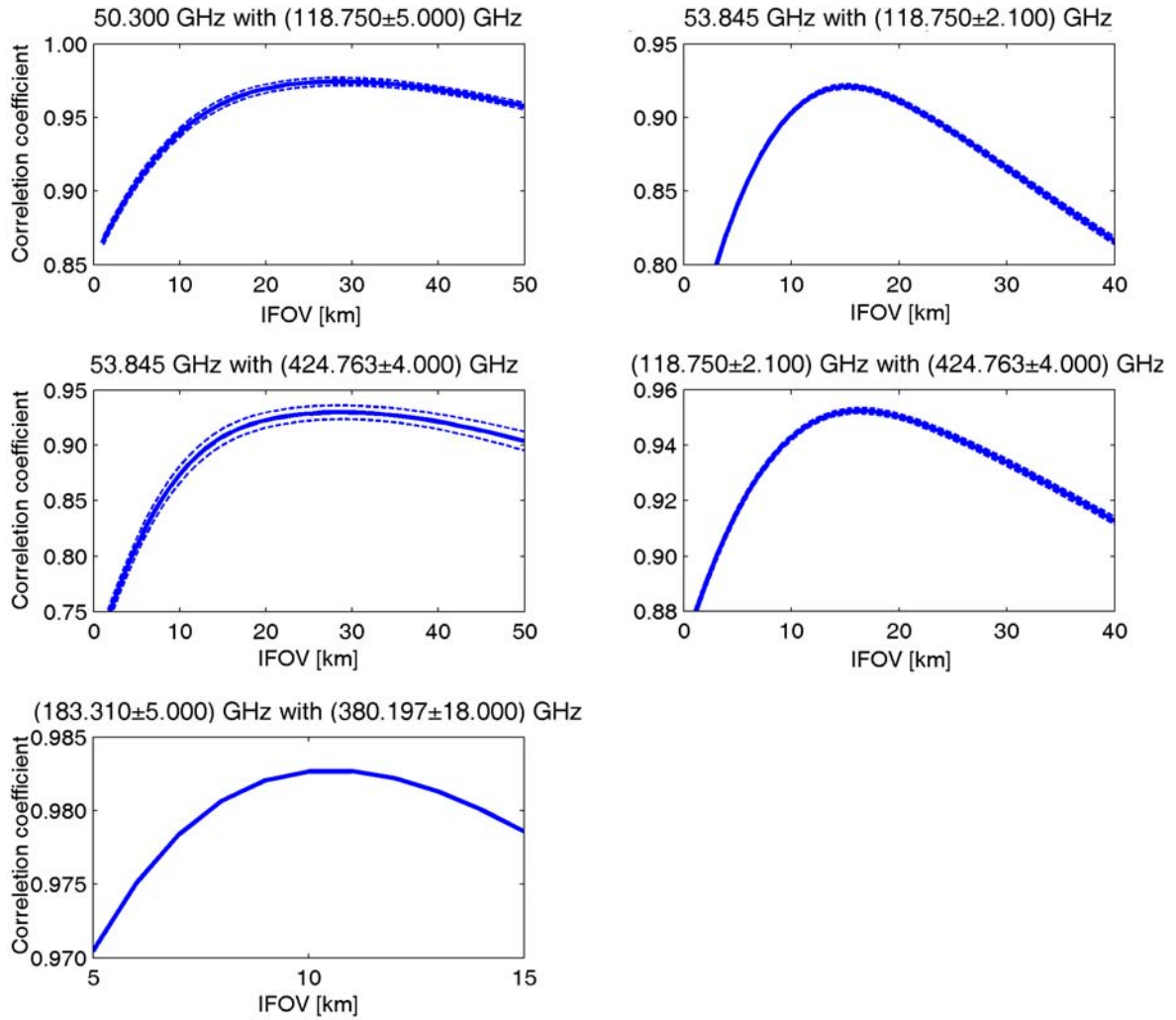


Figura 5.40 – Variazione del coefficiente di correlazione fra la T_B ricostruita con image-fusion e la T_B di confronto in funzione dell'IFOV per il caso studio sul Mar Adriatico

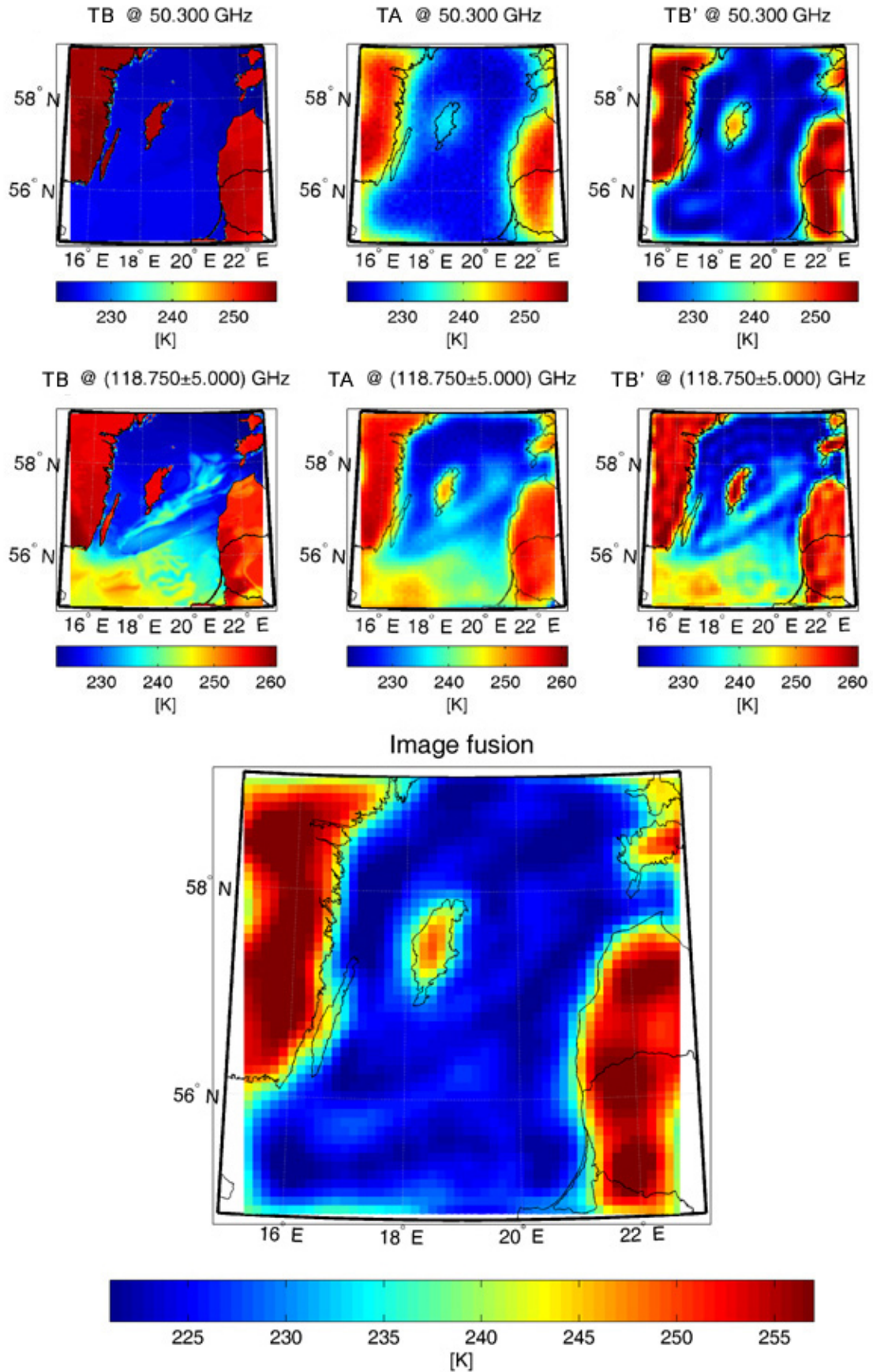


Figura 5.41 – T_B , T_A e T_B ricostruita per i canali utilizzati nell'immagine-fusione con relativo risultato, per il caso studio sul Mar Baltico

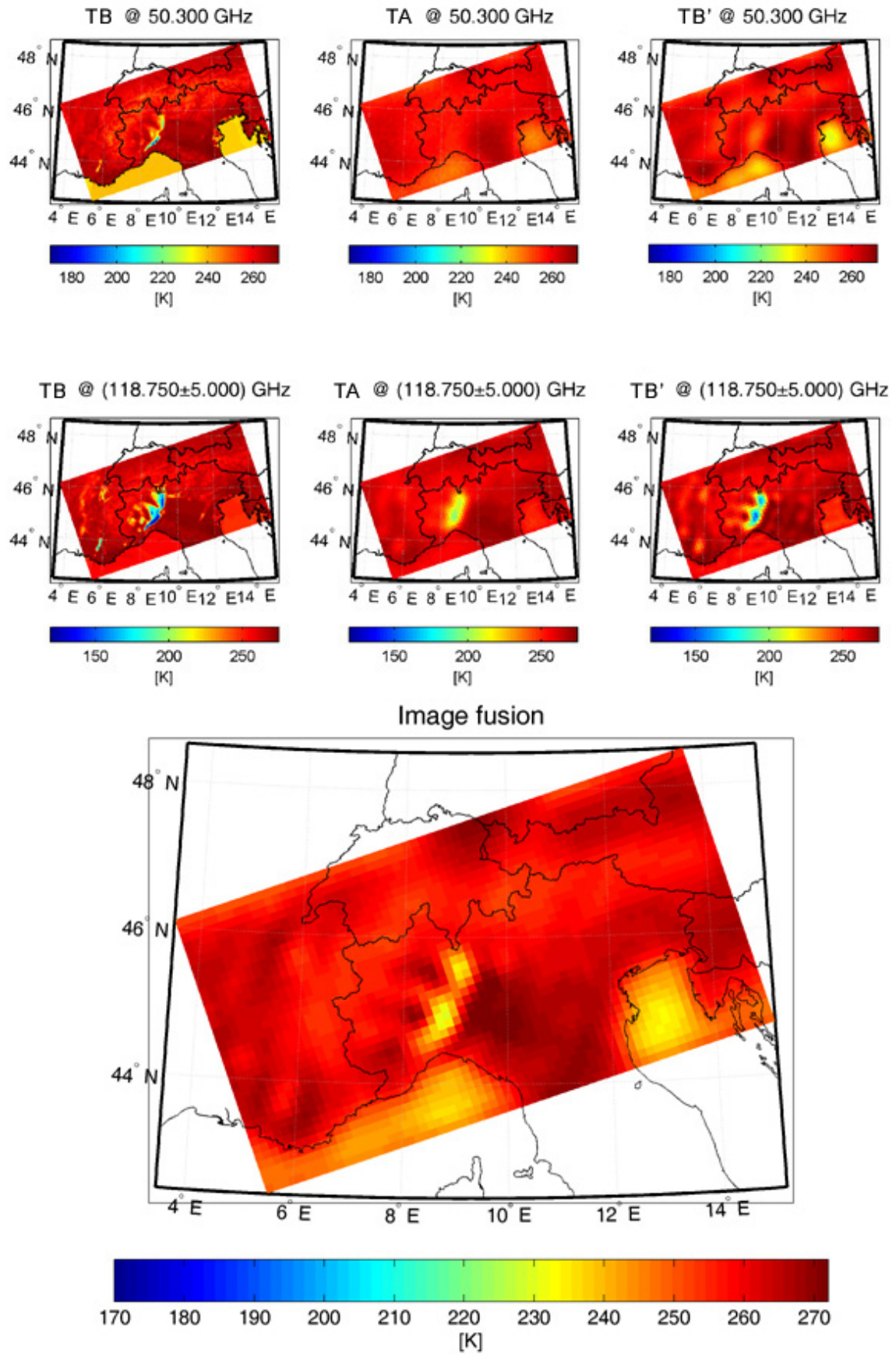


Figura 5.42 – T_B , T_A e T_B ricostruita per i canali utilizzati nell'immagine-fusione con relativo risultato, per il caso studio sul Piemonte

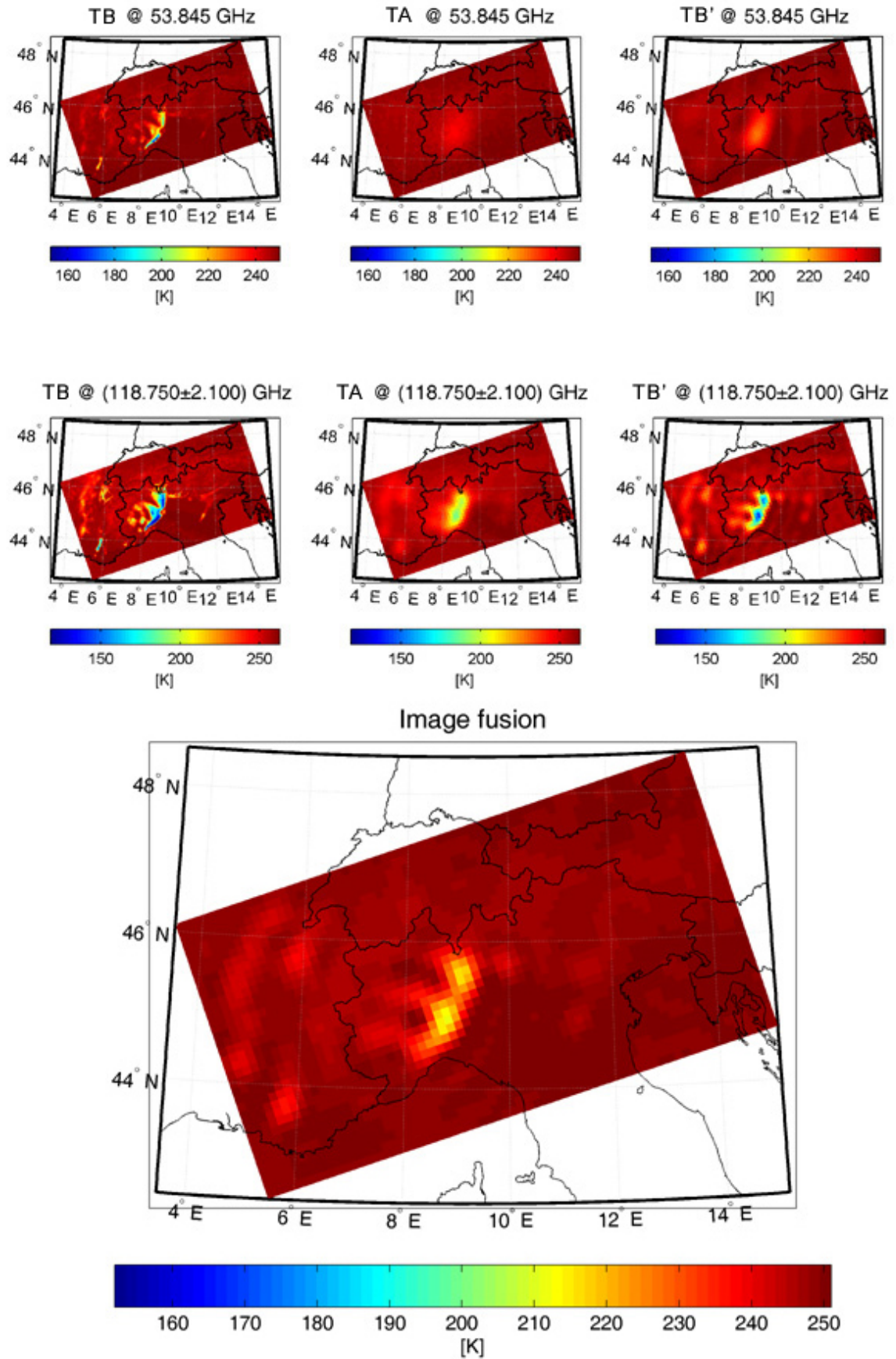


Figura 5.43 – T_B , T_A e T_B ricostruita per i canali utilizzati nell'immagine-fusione con relativo risultato, per il caso studio sul Piemonte

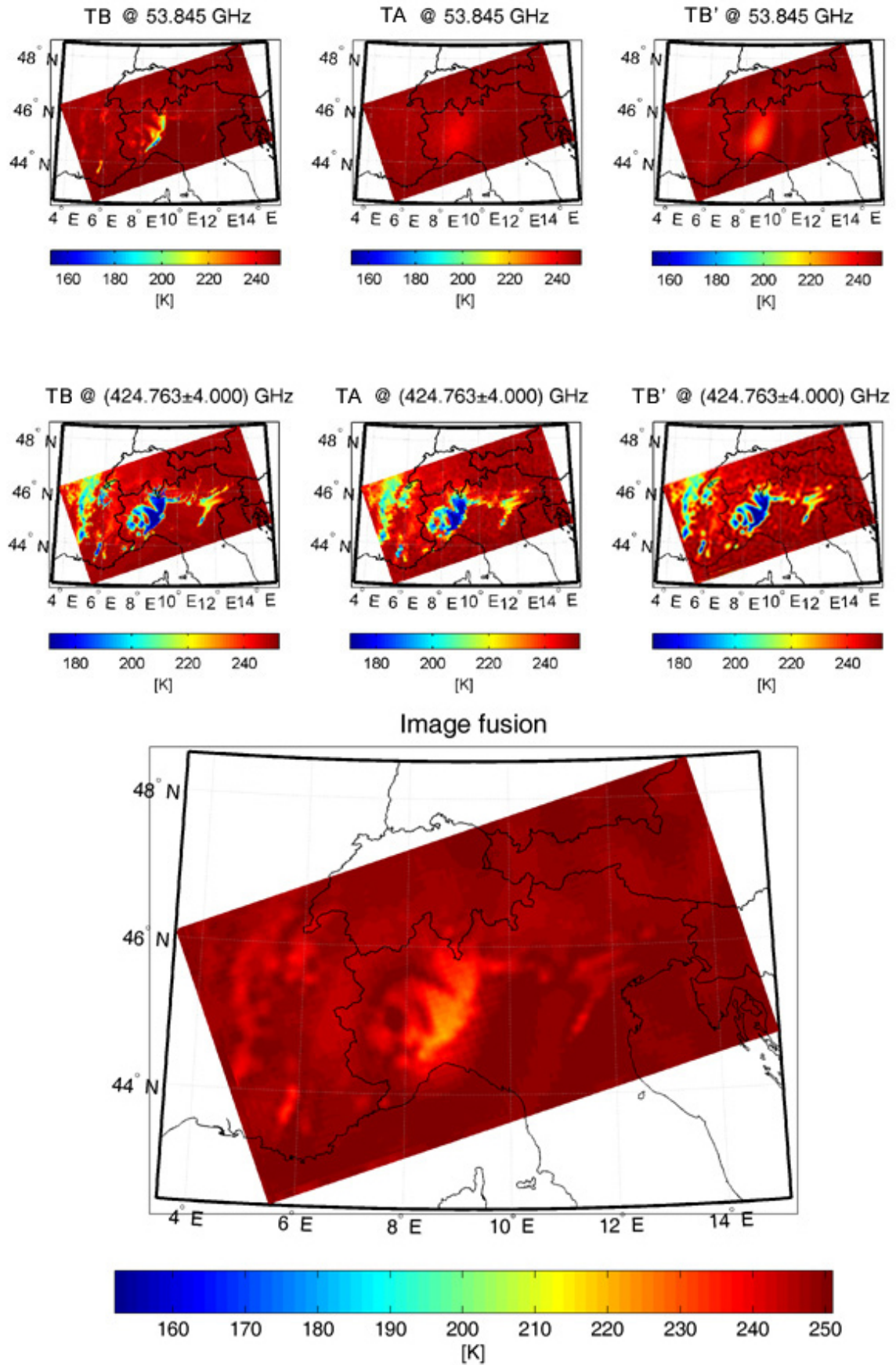


Figura 5.44 – T_B , T_A e T_B ricostruita per i canali utilizzati nell'immagine-fusione con relativo risultato, per il caso studio sul Piemonte

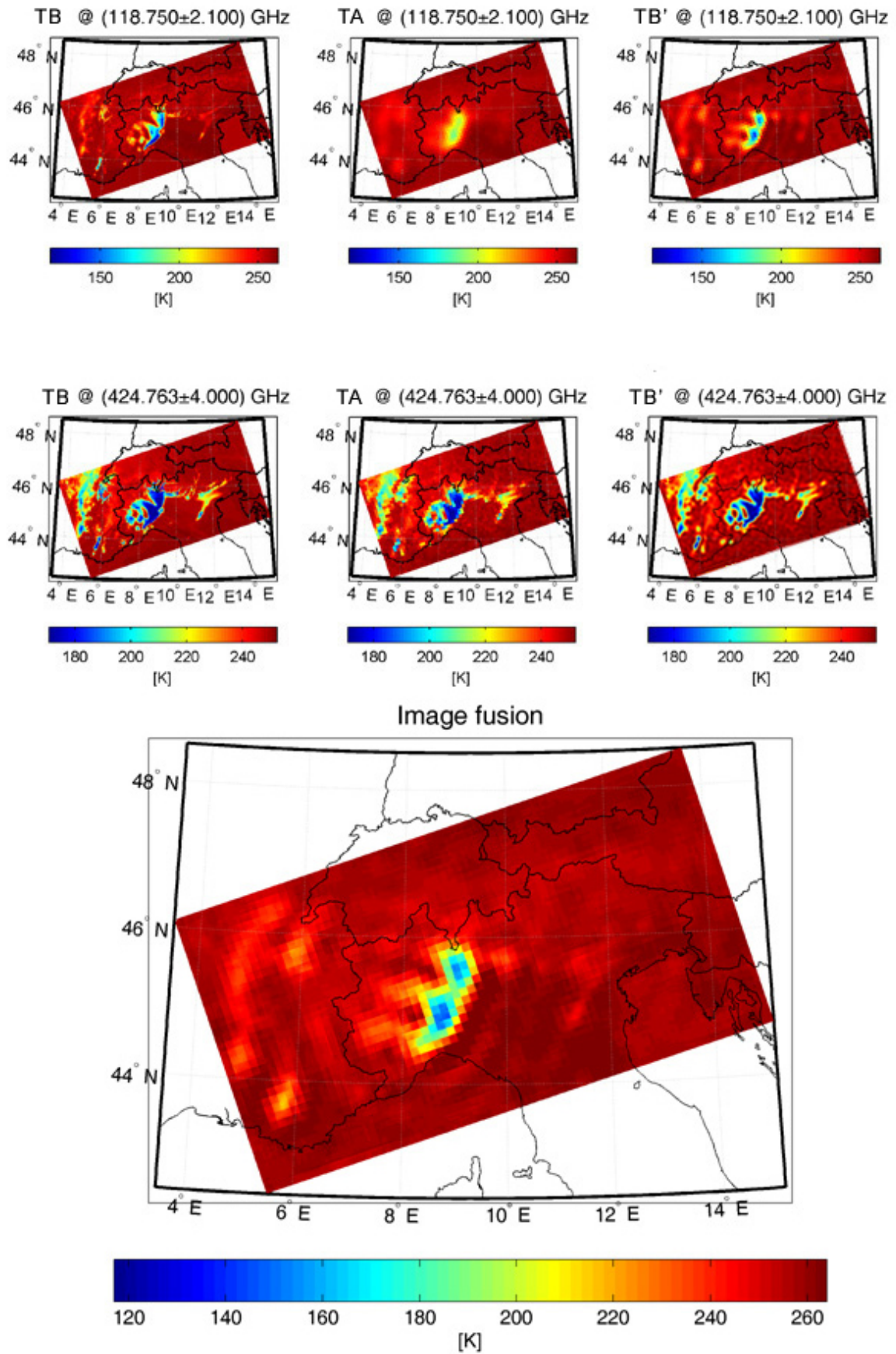


Figura 5.45 – T_B , T_A e T_B ricostruita per i canali utilizzati nell' image-fusion con relativo risultato, per il caso studio sul Piemonte

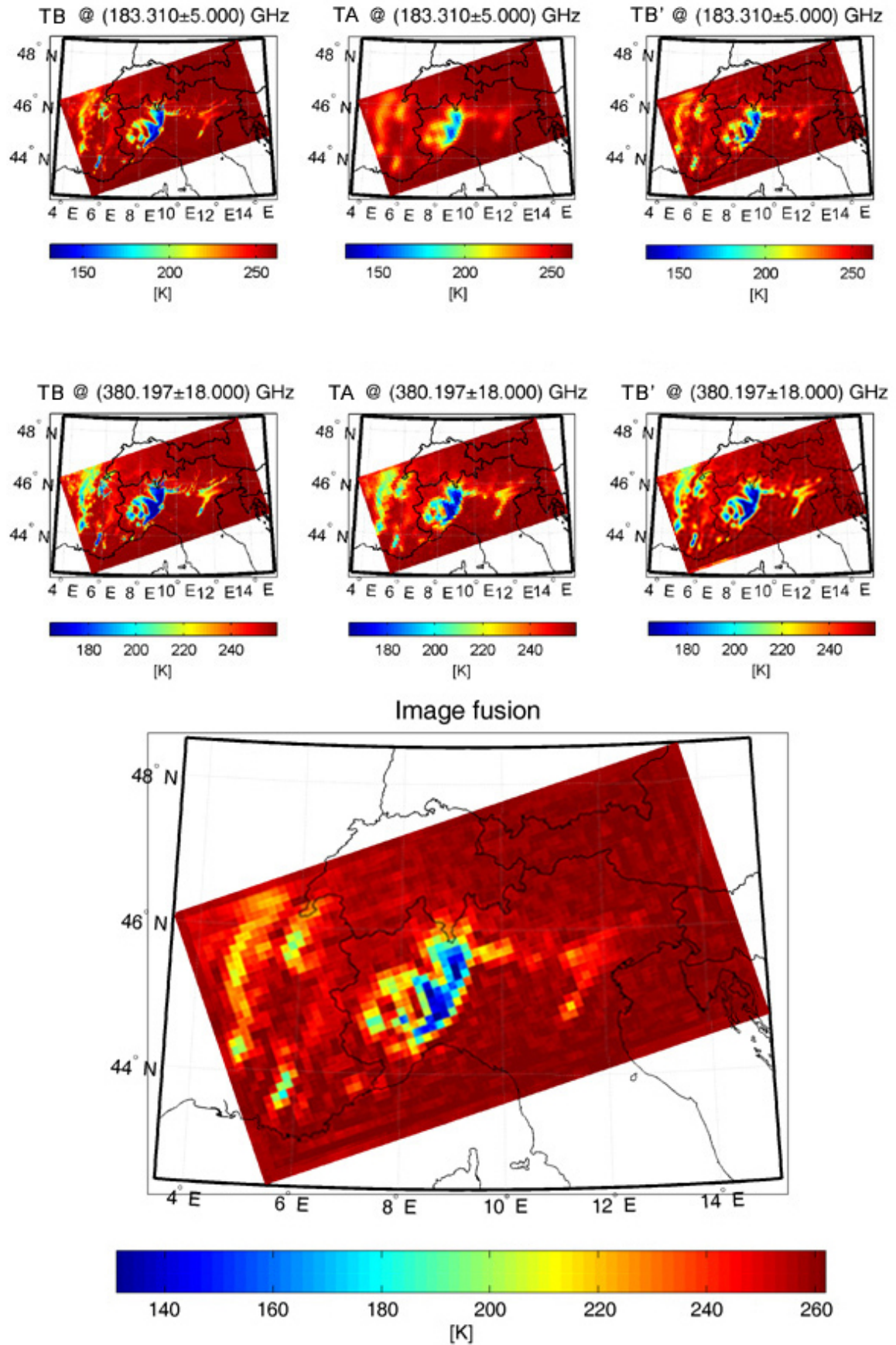


Figura 5.46 – T_B , T_A e T_B ricostruita per i canali utilizzati nell'immagine-fusione con relativo risultato, per il caso studio sul Piemonte

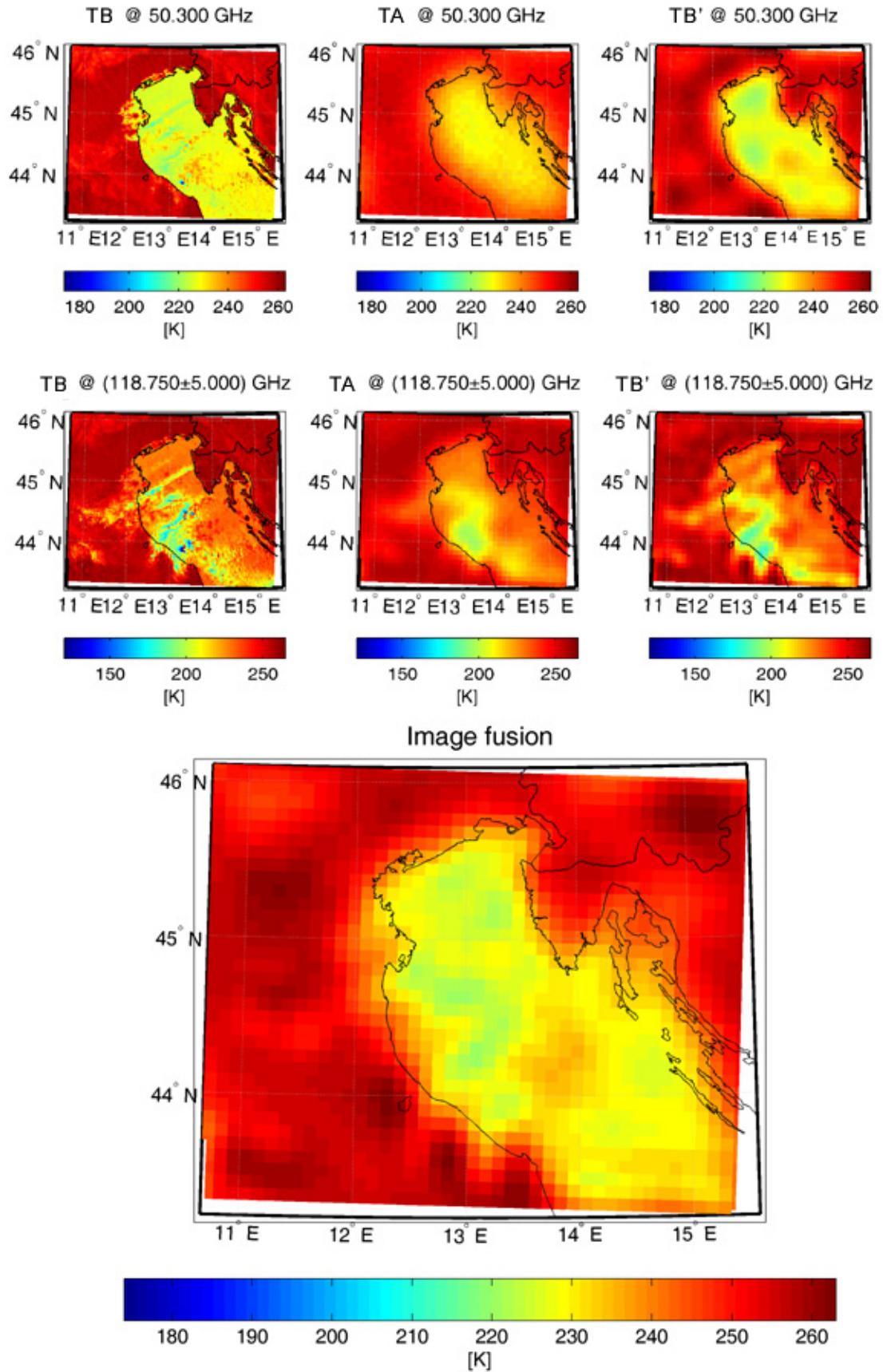


Figura 5.47 – T_B , T_A e T_B ricostruita per i canali utilizzati nell'immagine-fusion con relativo risultato, per il caso studio sul Mar Adriatico

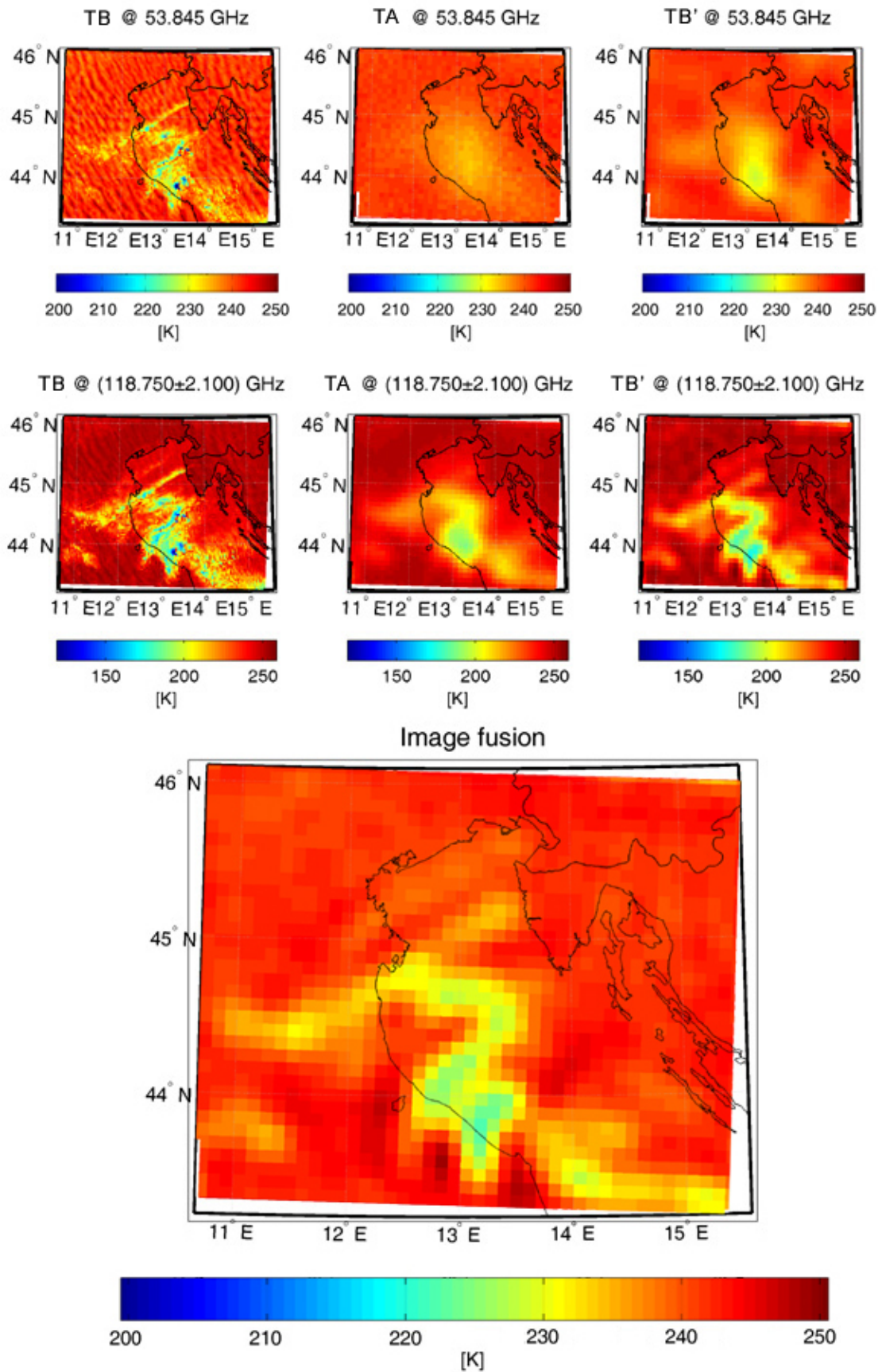


Figura 5.48 – T_B , T_A e T_B ricostruita per i canali utilizzati nell' *image-fusion* con relativo risultato, per il caso studio sul Mar Adriatico

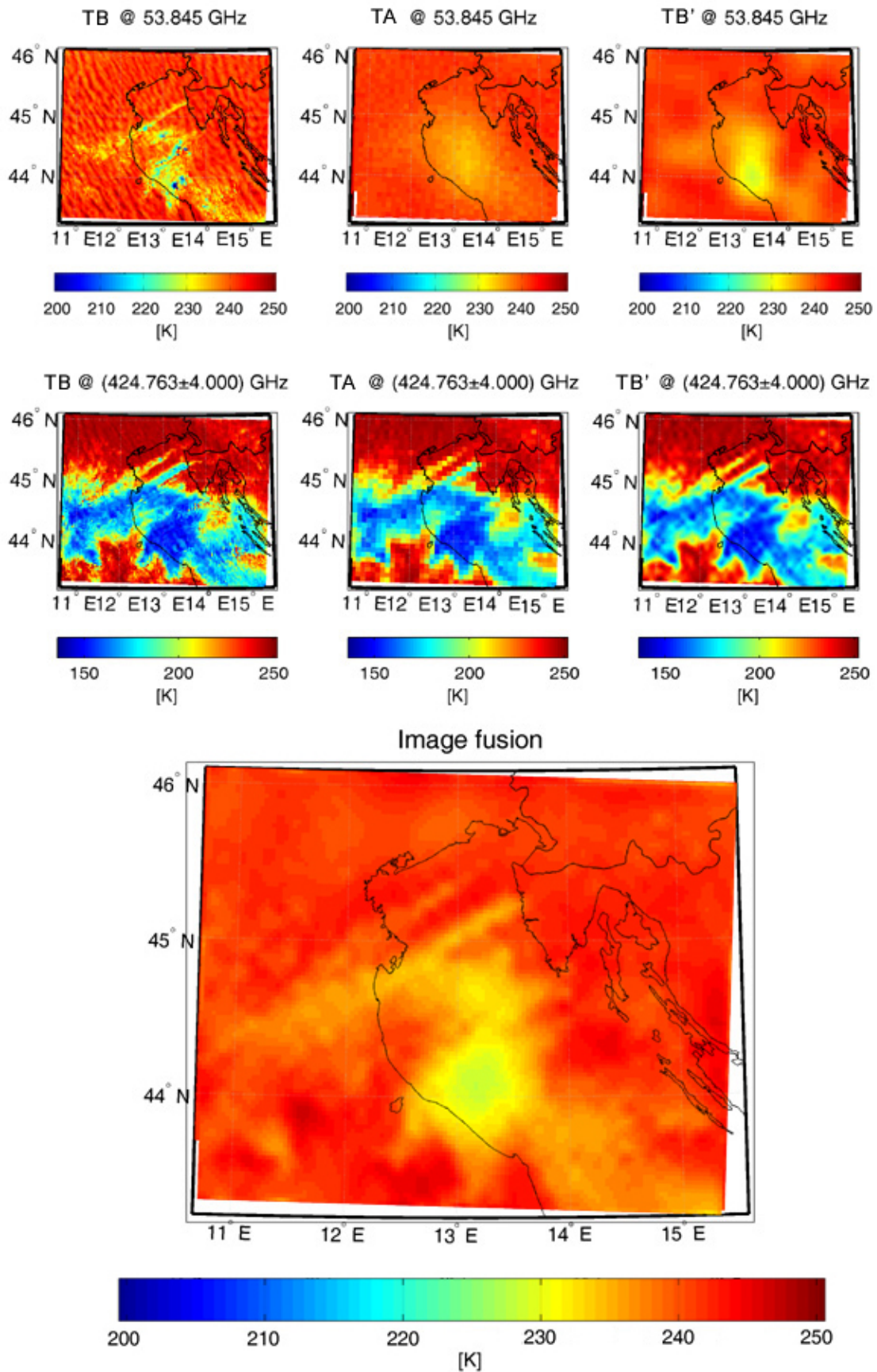


Figura 5.49 – T_B , T_A e T_B ricostruita per i canali utilizzati nell' *image-fusion* con relativo risultato, per il caso studio sul Mar Adriatico

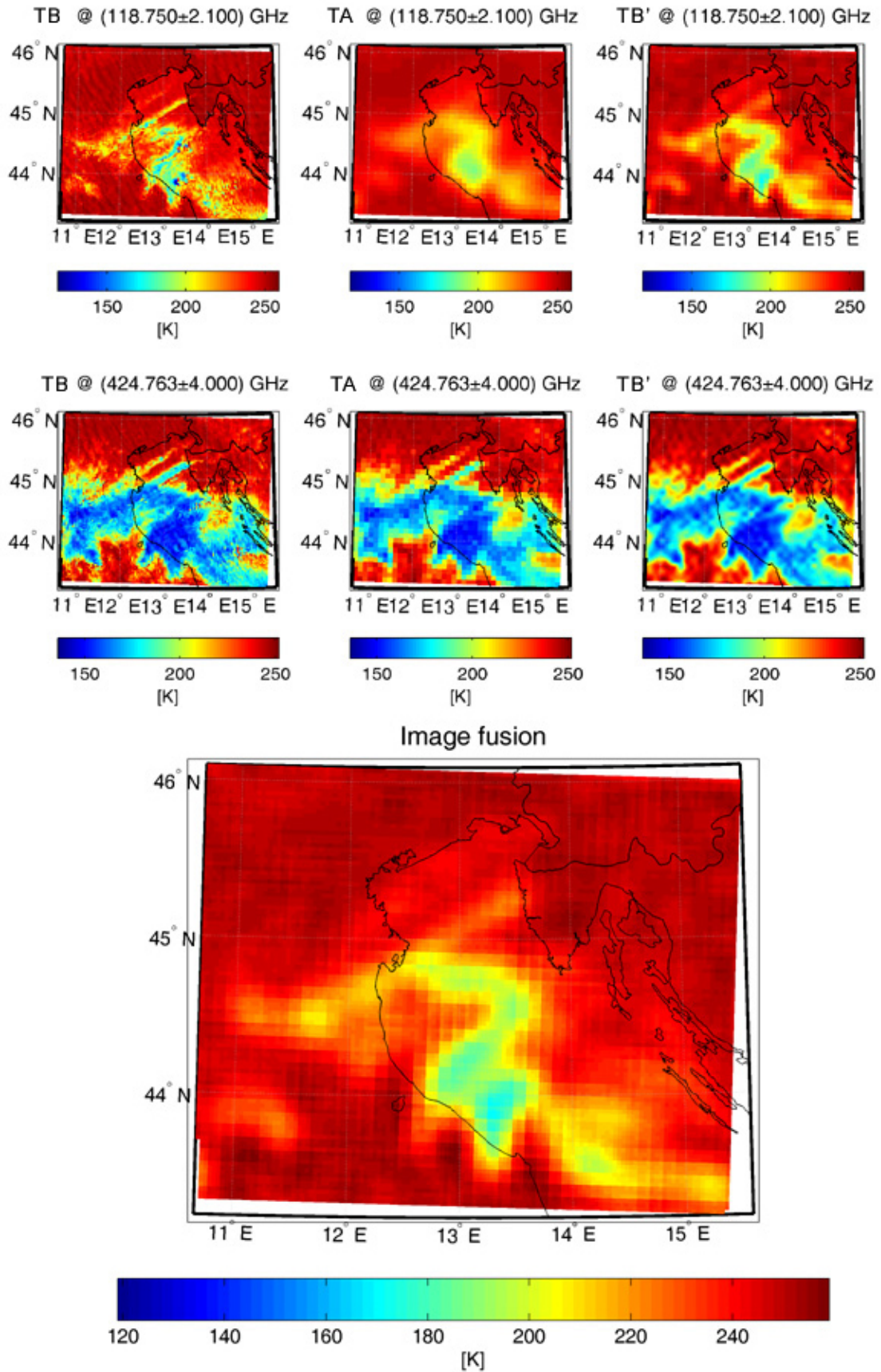


Figura 5.50 – T_B , T_A e T_B ricostruita per i canali utilizzati nell' *image-fusion* con relativo risultato, per il caso studio sul Mar Adriatico

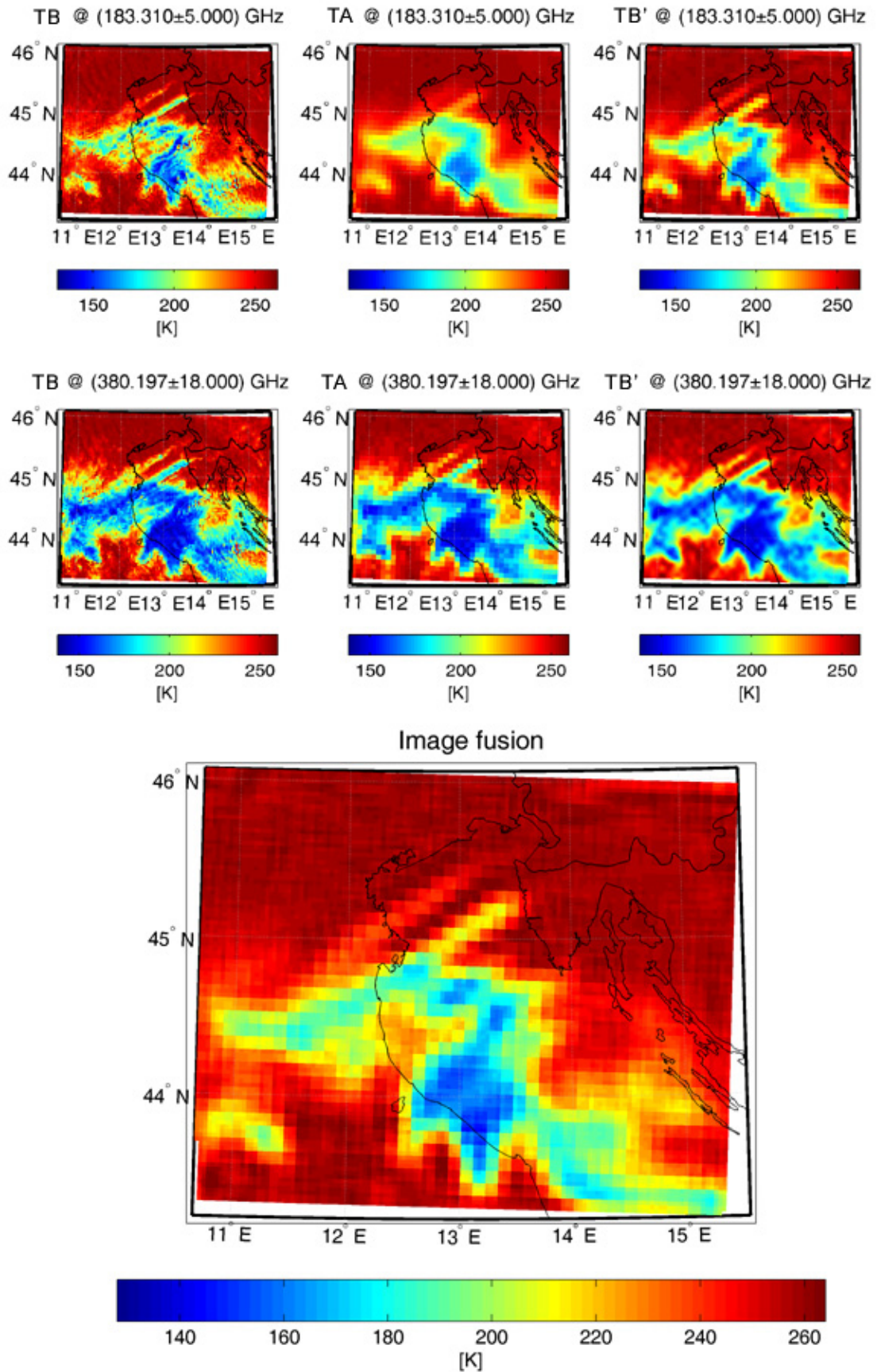


Figura 5.51 – T_B , T_A e T_B ricostruita per i canali utilizzati nell'immagine-fusion con relativo risultato, per il caso studio sul Mar Adriatico

Conclusioni

Nella prima parte della ricerca si è voluto verificare il vantaggio che si avrebbe nella determinazione dei profili verticali di umidità e temperatura con un satellite Geostazionario che effettuasse il sondaggio nelle bande di assorbimento dell' H_2O e dell' O_2 mediante radiometria ad onde millimetriche e submillimetriche. Nel far questo è stato necessario mettere in luce il quadro generale della radiometria alle MW e i progetti internazionali che hanno sviluppato l'idea di un satellite GEO con sensori alle MW. Sulla base di quest'ultimi è stato possibile simulare degli scenari di T_B nel millimetrico e nel submillimetrico per verificare l'effettiva capacità, in termini qualitativi, di ottenere i profili verticali di temperatura e di umidità dall'analisi delle temperature di brillantezza simulate. Le simulazioni sono state effettuate mediante il modello di nube UW-NMS a cui è stato applicato un modello di trasferimento radiativo. Sono stati quindi prodotti tre casi studio caratterizzati da altrettante tipologie differenti di eventi: uno sul Piemonte caratterizzato da un intenso sistema frontale e da alcuni eventi convettivi associati all'orografia con precipitazioni sia liquide che solide, un altro sul Mar Adriatico, ugualmente caratterizzato da grandine, neve e pioggia ed un terzo costituito da un debole sistema nuvoloso ad alte latitudini, sul Mar Baltico, con ridotto spessore ottico ed associate solo basse precipitazioni nevose. Il tentativo di determinare i profili verticali di umidità e temperatura sulle T_B relative a questi casi studio ha evidenziato chiaramente che i profili citati possono essere correttamente determinati solo in assenza di precipitazione, rendendo ancor più cruciale il problema della bassa risoluzione spaziale che caratterizza il telerilevamento alle MW.

Nella seconda parte della ricerca, si sono individuati alcuni principi che sono alla base delle tecniche per l'aumento della risoluzione spaziale e si sono conseguentemente sviluppate ed applicate alcune tecniche alle immagini di T_A che un ipotetico satellite geostazionario alle microonde telerileverebbe, secondo le specifiche del progetto GOMAS.

Le tecniche di aumento della risoluzione spaziale individuate ed applicate possono essere riassunte in:

- deconvoluzione mediante filtro di Wiener per le bande sovracampionate (54, 118 e 183 GHz);
- super-resolution per le bande non sovracampionate (380 e 425 GHz);
- image-fusion fra canali con informazione simile, per trasferire l'alta risoluzione spaziale da un canale ad un altro.

Lo schema di **fig. 6.1** sintetizza le operazioni svolte mentre la **tab. 6.1** riassume i risultati ottenuti sia nella simulazione delle T_A che nell'applicazione delle differenti tecniche di aumento di

risoluzione individuate. L'applicazione di queste tecniche è stata effettuata esclusivamente sui canali indicati nella seconda colonna della tabella, scelti come i più rappresentativi delle differenti risoluzioni spaziali e delle differenti funzioni peso fra i 44 canali previsti nel progetto GOMAS. Nella terza colonna è indicato il rumore radiometrico $NE\Delta T$, così come previsto dallo stato dell'arte.

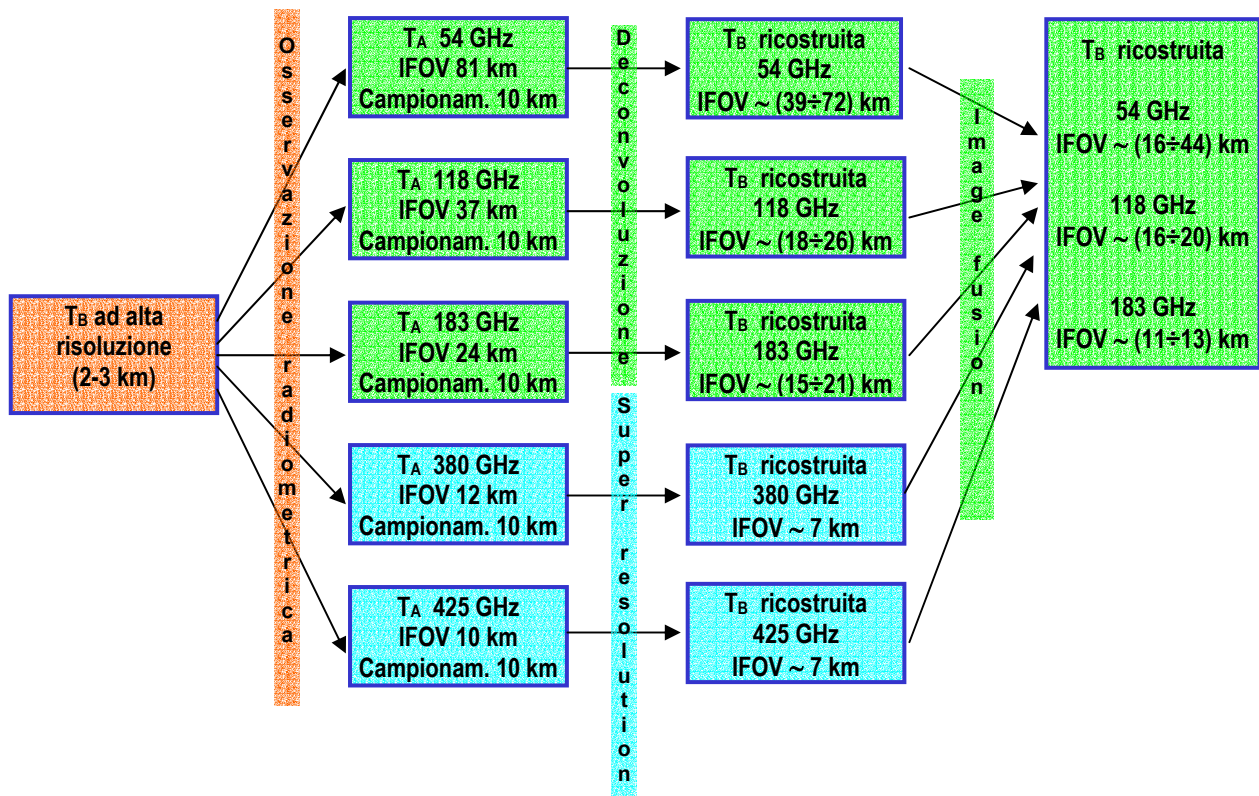


Figura 6.1 – Schema dell'operazioni svolte per applicare le tecniche di aumento di risoluzione spaziale

La generazione delle T_A è riassunta nel corrispondente blocco di colonne in cui è riportato il valore medio del SNR calcolato per 1000 diverse generazioni della matrice di T_A ciascuna caratterizzata da una diversa occorrenza del rumore radiometrico, l'IFOV e il coefficiente di correlazione R_{TA} fra T_A e T_B mediato sempre sulle 1000 simulazioni citate. R_{TA} rappresenta in questa ricerca l'indice che si vuole migliorare mediante applicazione delle tecniche di aumento di risoluzione.

L'efficacia delle tecniche di deconvoluzione con filtro di Wiener e con super-resolution può essere osservata nel corrispondente blocco di colonne, in cui $NE\Delta T$ indica una stima del rumore radiometrico, IFOV una stima della risoluzione e R_{TB} il coefficiente di correlazione fra T_B e la T_B ricostruita mediante una delle due tecniche indicate, ottenuti come media su 1000 simulazioni della T_A . In quasi tutti i casi esaminati è possibile verificare che $R_{TB} > R_{TA}$, indice di una ricostruzione effettivamente riuscita. Fanno eccezione i due casi relativi al Mar Baltico nelle frequenze del submillimetrico, per le quali il basso SNR ha reso la T_A quasi priva di segnale. Sebbene un problema analogo si sarebbe potuto verificare anche nei canali 53.845 GHz e (183.310±5.000)

GHz, perché ugualmente caratterizzati da un basso SNR, il filtro di Wiener, sfruttando il sovracampionamento, ha agito con un effetto di denoising portando complessivamente ad una buona ricostruzione del segnale. Tale effetto del filtro di Wiener risulta visibile in tutti i canali e i casi studio esaminati, semplicemente osservando che il NEAT stimato per le immagini di T_B ricostruite risulta più basso che nelle immagini di T_A . Tale effetto non può invece evincersi nella super-resolution, che pur producendo un miglioramento complessivo dell'immagine ne aumenta anche il disturbo radiometrico. Anche la stima dell'IFOV, ottenuta per confronto della T_B ricostruita con le convoluzioni della T_B con filtri d'antenna a dimensione variabile, indica un miglioramento complessivo del segnale ricostruito.

Nell'ultimo blocco di colonne infine sono riportate, con la stessa notazione, le performances relative all'Image-fusion, applicata fra alle T_B ricostruite con una delle due tecniche precedenti. Tale tecnica pertanto è da ritenersi soddisfacente se ulteriormente migliorativa rispetto al filtro di Wiener o alla super-resolution.

Regione	Frequenza [GHz]	NEAT [K]	T_A			T_B ricostruita con filtro di Wiener o super-resolution			T_B ricostruita con Image-fusion		
			SNR [dB]	IFOV [km]	R_{TA}	NEAT [K]	IFOV [km]	$R_{TB'}$	NEAT [K]	IFOV [km]	$R_{TB'}$
Baltico	50.300	0.48	48.6	81.9	0.838	0.17	~44	0.877	0.04	~44	0.878
Piemonte			36.5		0.633	0.18	~44	0.714	0.12	~26	0.776
Adriatico			51.0	81.0	0.759	0.18	~39	0.861	0.11	~30	0.876
Baltico	53.845		1.39	81.9	0.571	0.15	~72	0.908	Non applicabile		
Piemonte			25.6		0.547	0.16	~49	0.627	0.11	~26	0.775
Adriatico			23.1	81.0	0.551	0.16	~45	0.666	0.12	~16	0.719
Baltico	118.750±5.000	0.21	71.2	37.4	0.900	0.08	~21	0.926	Non applicabile		
Piemonte			70.9		0.753	0.09	~26	0.816			
Adriatico			80.4	36.0	0.737	0.09	~18	0.866			
Baltico	118.750±2.100	0.33	33.1	37.4	0.895	0.11	~26	0.915	Non applicabile		
Piemonte			63.7		0.773	0.12	~21	0.830	1.10	~20	0.851
Adriatico			71.6	36.0	0.751	0.12	~18	0.858	0.69	~16	0.861
Baltico	183.310±17.000	0.36	53.7	23.4	0.932	0.13	~16	0.941	Non applicabile		
Piemonte			63.2		0.838	0.12	~16	0.870			
Adriatico			73.2	24.0	0.901	0.14	~15	0.922			
Baltico	183.310±5.000	0.34	5.2	23.4	0.684	0.12	~21	0.857	Non applicabile		
Piemonte			63.7		0.849	0.13	~16	0.878	2.04	~13	0.890
Adriatico			76.1	24.0	0.916	0.14	~15	0.936	1.04	~11	0.943
Baltico	380.197±18.000	0.72	0.21	11.7	0.262	Non applicabile		0.262	Non applicabile		
Piemonte			59.7		0.849	1.81	~7.5	0.956			
Adriatico			76.7	12.0	0.947	1.53	~7.0	0.980			
Baltico	424.763±4.000	1.02	0.01	9.36	0.178	Non applicabile		0.177	Non applicabile		
Piemonte			51.5		0.862	1.41	~7.0	0.950			
Adriatico			68.2	9.00	0.959	1.85	~7.0	0.980			

Tabella 6.1 – Performances delle tecniche di aumento di risoluzione proposte

La **tab. 6.2** riporta una versione semplificata della tab. 6.1, elaborata per fornire una risposta rapida alla domanda di fondo di tutta la ricerca: *fino a che punto è possibile aumentare la risoluzione delle*

immagini di T_B elaborate secondo le specifiche GOMAS mediante tecniche image processing?

L'ultima colonna della tabella, quella con intestazione "Fattore di aumento" riporta il rapporto fra la risoluzione dell'immagine di T_A e quella dell'immagine di T_B ricostruita. La tabella riporta anche i valori di rumore radiometrico, che costituiscono sempre un dato primario per caratterizzare la bontà di un telerilevamento.

In base ai risultati ottenuti è possibile concludere come segue:

- Banda a 54 GHz – La risoluzione iniziale di 81 km può essere ridotta ad un valore medio di circa 40 km mediante semplice deconvoluzione ed ulteriormente ridotto a 30 km con image-fusion con le bande 118 o 425 GHz; non è stata osservata alcun degradazione del NEAT che è addirittura diminuito migliorato quindi l'accuratezza radiometrica del segnale.
- Banda a 118 GHz – La risoluzione iniziale di 37 km può essere ridotta ad un valore medio di circa 25 km mediante semplice deconvoluzione ed ulteriormente ridotto a 20 km con image-fusion con la banda a 425 GHz; tuttavia sebbene non sia stata osservata alcun degradazione del NEAT con il processo di deconvoluzione, l'image-fusion ha invece ridotto significativamente l'accuratezza radiometrica del segnale.
- Banda a 183 GHz – La risoluzione iniziale di 24 km può essere ridotta ad un valore medio di circa 16 km mediante semplice deconvoluzione ed ulteriormente ridotto a 12 km con image-fusion con la banda a 380 GHz; anche in questo caso la deconvoluzione ha aumentato l'accuratezza del segnale mentre l'image-fusion l'ha significativamente ridotta.
- Banda a 380 GHz – La risoluzione iniziale di 12 km può essere ridotta ad un valore medio di circa 7 km con un significativo aumento del NEAT.
- Banda a 425 GHz – La risoluzione iniziale di 10 km può essere ridotta ad un valore medio di circa 7 km con un significativo aumento del NEAT.

I risultati raggiunti non sono omogenei e dipendono evidentemente dall'entità del segnale: per bassi valori di SNR la possibilità di una buona ricostruzione mediante super-resolution alle frequenze 380 e 425 GHz, appare limitata. Ovviamente i casi studio selezionati non rappresentano un campione fortemente rappresentativo dei possibili eventi di precipitazione. In particolare mentre i due casi studio sull'Italia sono rappresentativi di eventi di moderata/intensa precipitazione, il caso studio sul Mar Baltico è un evento a debole intensità, selezionato specificatamente per valutare i limiti delle tecniche proposte.

Regione	Frequenza [GHz]	Tecnica applicata	Performances iniziali		Performances finali		Fattore di aumento
			Risol.	NEAT	Risol.	NEAT	
Baltico	50.300	Deconvoluzione	81 km	0.48 K	44 km	0.17 K	1.8
Piemonte					44 km	0.18 K	1.8
Adriatico					39 km	0.18 K	2.1
Baltico		Deconvoluzione + image-fusion con (118.750±5.000) GHz			44 km	0.04 K	1.8
Piemonte					26 km	0.12 K	3.1
Adriatico					30 km	0.11 K	2.7
Baltico	53.845	Deconvoluzione	81 km	0.48 K	72 km	0.15 K	1.1
Piemonte					49 km	0.16 K	1.6
Adriatico					45 km	0.16 K	1.8
Baltico		Deconvoluzione + image-fusion con (424.763±4.000) GHz			-	0.01 K	-
Piemonte					26 km	0.11 K	3.1
Adriatico					16 km	0.12 K	5.1
Baltico	118.750 ± 5.000	Deconvoluzione	37 km	0.21 K	21 km	0.08 K	1.8
Piemonte					26 km	0.09 K	1.4
Adriatico					18 km	0.09 K	2.0
Baltico	118.750 ± 2.100	Deconvoluzione	37 km	0.33 K	26 km	0.11 K	1.4
Piemonte					21 km	0.12 K	1.8
Adriatico					18 km	0.12 K	2.0
Baltico		Deconvoluzione + image-fusion con (424.763±4.000) GHz			-	-	-
Piemonte					20 km	1.10 K	1.8
Adriatico					16 km	0.69 K	2.3
Baltico	183.310 ± 17.000	Deconvoluzione	24 km	0.36 K	16 km	0.13 K	1.5
Piemonte					16 km	0.12 K	1.5
Adriatico					15 km	0.14 K	1.6
Baltico	183.310 ± 5.000	Deconvoluzione	24 km	0.34 K	21 km	0.12 K	1.1
Piemonte					16 km	0.13 K	1.5
Adriatico					15 km	0.14 K	1.6
Baltico		Deconvoluzione + image-fusion con (380.197±18.000) GHz			-	-	-
Piemonte					13 km	2.04 K	1.8
Adriatico					11 km	1.04 K	2.2
Baltico	380.197 ± 18.000	Super-resolution	12 km	0.72 K	-	-	-
Piemonte					7.5 km	1.81 K	1.6
Adriatico					7.0 km	1.53 K	1.7
Baltico	424.763 ± 4.000	Super-resolution	10 km	1.02 K	-	-	-
Piemonte					7.0 km	1.41 K	1.4
Adriatico					7.0 km	1.85 K	1.4

Tabella 6.2 – Sintesi delle performances ottenute dalle tecniche di aumento di risoluzione proposte

I risultati più interessanti si hanno nella banda a 54 GHz, che successivamente alla deconvoluzione e all' image-fusion evidenzia una risoluzione media di circa 30 km, addirittura superiore di quella fornita sia dal sensore SSM/I a 37 GHz, pari a (38 x 30) km che dall' AMSU-A, pari a 48 km nel s.s.p. I risultati conseguiti in questa banda costituiscono pertanto il successo maggiore della ricerca, per via del ruolo cruciale della frequenza a 54 GHz nell' individuazione della precipitazione liquida e nella capacità di penetrare lo strato nuvoloso e fornire informazioni sul profilo anche in condizioni di cielo non chiaro. E' importante infine rimarcare che la deconvoluzione ha aumentato la risoluzione di un fattore 1.5-2 non solo senza introdurre alcuna penalità nell' accuratezza radiometrica, ma addirittura migliorandola per mezzo dell' azione di denoising del filtro di Wiener.

Bibliografia

Arndt J., 2005: "FFT Code and Related Stuff". <http://www.jjj.de/fxt>.

Barath, F. T., A. H. Barrett, J. Copeland, D. E. Jones, A. E. Lilley, 1964: "Mariner 2 microwave radiometer experiment and results", *Astronomical Journal*, 69, 49-58.

Basharinov, A. Y., A. S. Gurvich, and S. T. Yegorov, 1969: *Determination of geophysical parameters from thermal radio emission measurements on artificial earth satellite COSMOS-243*. Dokl. Akad. Nauk. USSR, Sov. Phys. Dokl., English translation, 188, 1273-1276.

Bauer P., L. Schanz and L. Roberti, 1998: "Correction of the three-dimensional effects for passive microwave remote sensing of convective clouds". *J. Appl. Meteor.*, 37, 1619-1632.

Bennartz, R., 2000: "Optimal convolution of AMSU-B to AMSU-A", *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17, 1215-1225.

Bizzarri B., 2000: "MW/Sub-mm sounding from geostationary orbit". Report to EUMETSAT Science WG, EUM/STG/SWG/9/00/DOC/11, 11 pp.

Bizzarri B. et al. (the 40 GOMAS proponents), 2002: "Requirements and perspectives for MW/sub-mm sounding from geostationary satellite". *EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*, Dublin, Ireland, 2-6 September 2002, 97-105.

Bizzarri B., 2004: "Geostationary Observatory for Microwave Atmospheric Sounding for WMO". *CGMS-WMO IGeoLab Task Force* – Genève 13-14 December 2004.

Bizzarri B., A. Mugnai, S. Pinori, 2005: "Temperature and humidity sounding from GEO by millimetre-submillimetre wave radiometry". *EUMETSAT Report*, contract EUM/CO/04/1386/KJG

Bohren C.F. and D.R. Huffman, 1983: "*Absorption and Scattering of Light by Small Particles*". John Wiley & Sons, 530 pp.

Bracewell R., 1999: "The Fourier Transform and Its Applications, 3rd ed". New York: McGraw-Hill.

Buck G.J. and J.J. Gustincic, 1967: "Resolution Limitations of a Finite Aperture". *IEEE Trans.on AP*, vol.AP-15, No. 3.

Chedin A., D. Pick and R. Rizzi, 1985: "Definition study and impact analysis of a microwave radiometer on a geostationary spacecraft". *ESA Report*, pp.58.

- Chedin A., Scott N.A., Wahiche C. and Moulinier P., 1985: "The improved initialization inversion method: A high resolution physical method for temperature retrievals from the TIROS-N series". *J.*
- Chen F. W., D. H. Staelin, 2000: "Precipitation observations near 54 and 183 GHz using the NOAA-15 satellite," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 38, no. 5, pp. 2322-2332.
- Chen F. W. and D.H. Staelin, 2002: "Millimeter-wave observation of precipitation using AMSU on the NOAA-15 satellite". Proceedings of the 2002 Int. Geoscience and Remote Sensing Symposium, Toronto, 24-28 June 2002, pp.3.
- Chen F. W., D. H. Staelin, 2006: "AIRS/AMSU/HSB precipitation estimates," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 41, no. 2, pp. 410-417.
- Cohen A., I. Daubechies, B. Jawerth and P. Vial, 1993: "Multiresolution analysis, wavelets and fast wavelet transform on an interval". *CRAS Paris, Ser. A*, t. 316, pp. 417-421.
- Cooley J.W. and O.W. Tukey, 1965: "An Algorithm for the Machine Calculation of Complex Fourier Series". *Math. Comput.* 19, 297-301.
- Cotton W.R., G.J. Tripoli, R.M. Rauber and E.A. Mulvihill, 1986: "Numerical Simulation of the effects of varying ice crystal nucleation rate and aggregation processes on orographic snowfall". *J. Clim. Apl. Meteor.* 25: 1658-1680.
- Cotton W.R., M.A. Stephens, T. NehrKorn and G.J. Tripoli, 1982: "The Colorado State University three-dimensional cloud / mesoscale model-1982. Part II: An ice phase parameterization". *J. Rech. Atmos.* 16: 295-320.
- Deirmendjian D., 1969: *Electromagnetic scattering on spherical polydispersions*, American Elsvier Publishing Co., New York, NY.
- Di Michele S., F.S. Marzano, A. Mugnai, A. Tassa and J.P.V. Poyares Baptista, 2003: "Physically-based statistical integration of TRMM microwave measurements for precipitation profiling". *Radio Sci.*, 38, 8072-8088.
- Di Michele S., F.S. Marzano, A. Mugnai, A. Tassa, P. Bauer and J.P.V. Poyares Baptista, 2005: "The Bayesian algorithm for microwave-based precipitation retrieval: Description and application to TMI measurements over ocean". *IEEE Trans. Geosci Remote Sens.*, in press.
- Draine B. T., P. J. Flatau, 2005: *User Guide for the Discrete Dipole Approximation Code DDSCAT 6.1.*, [Online], Available: <http://arxiv.org/abs/astro-ph/0409262>
- Eyre J. R., 1989, "Inversion of cloudy satellite sounding radiances by nonlinear optimal estimation I: Theory and simulation for TOVS", *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 115, 1101-1026.

- Farrar M.R. and E.A. Smith, 1992: "Spatial Resolution Enhancement of Terrestrial features Using Deconvolved SSM/I Microwave Brightness Temperatures". *IEEE Trans. on Geoscience and R.S.* vol. 30. No. 2.
- Flatau P., G.J. Tripoli, J. Berlinde and W. Cotton, 1989: "The CSU RAMS Cloud Microphysics Module: General Theory and Code Documentation". *Technical Report 451*, Colorado State University, 88 pp.
- Gasiewski A.J., 1992: "Numerical Sensitivity Analysis of Passive EHF and SMMW Channels to Tropospheric Water Vapor, Clouds and Precipitation". *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. 30, no. 5, 859-870.
- Gasiewski A.J., D.M. Jackson, J.R. Wang, P.E. Racette and D.S. Zacharias, 1994: "Airborne imaging of tropospheric emission at millimeter and submillimeter wavelengths". *Proc. of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Pasadena, Ca., August 8-12, 1994, p.663-665.
- Gasiewski, A.J., A. Voronovich, B.L. Weber, S B. tankov, M. Klein, R.J. Hill, J.W. Bao, 2003: "Geosynchronous microwave (GEM) sounder/imager observation system simulation", *Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 2003. IGARSS 03. Proceedings. IEEE International Volume 2, Issue , 21-25 July 2003 Page(s): 1209 - 1211 vol.2
- Gergkand G.D., 1969: "A Guided Tour of the Fast Fourier Transform". *IEEE Spectrum* 6, 41-52.
- Gonzalez R. C. and R. E. Woods, 1992. *Digital Image Processing*. Addison-Wesley, 3rd edition.
- Grenfell T.C. and S.G. Warren, 1999: "Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation". *J. Geophys. Res.*, 104, 31697-31709.
- Grody N.C., 1988: "Surface identification using satellite microwave radiometry". *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 26, 850-859.
- Hewison T. and S. English, 2000: "Fast models for land surface emissivity". *Radiative Transfer Models for Microwave Radiometry* (C. Matzler, ed.), COST Action 712, Directorate-General for Research, European Commission, Brussels, Belgium, 117-127.
- Heymsfield A.J. and L.M. Miloshevich, 2003: "Parameterizations for the cross-sectional area and extinction of cirrus and stratiform ice cloud particles. *J. Atmos. Sci.*, 60, 936-956.
- Hufford G., 1991: "A model for the complex permittivity of ice at frequencies below 1 THz", *Inter. J. Infra. and Mill. Waves*, vol. 12, no. 7, pp. 677-682.
- Huber P. J., editor. *Robust Statistics*. Wiley series in probability and mathematical statistics. John Wiley & Sons, Inc., 1981.

- Immerkær J., Fast noise variance estimation, 1996. *Computer Vision and Image Understanding*, 64(2):300-302.
- Janssen M.A., 1993, "Atmospheric Remote Sensing by Microwave Radiometry", New York, Wiley Ed..
- Karbou F., 2004: *Inversion des mesures radiométriques haute fréquence au dessus des surfaces continentales*, Tesi di dottorato in Metodi Fisici di Telerilevamento presso l'Universite De Versailles Saint Quentin en Yvelines.
- Kim M.-J., G. Skofronick-Jackson, J.A. Weinman and D.-E. Chang, 2003: "Space-borne passive microwave measurement of snowfall over land". *Proc. 2003 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 3163-3165.
- Klein M. and A.J. Gasiewski, 2000: "The Sensitivity of Millimeter and Sub-millimeter Frequencies to Atmospheric Temperature and Water Vapor Variations", *J. Geophys. Res., Atmospheres*, vol. 13, 17481-17511.
- Kuo C.C. and D.H. Staelin, 1994: "Statistical Iterative Scheme for Estimating Atmospheric Relative Humidity Profiles". *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 32, 254-260.
- Lamkaouchi K., Balana G. and Ellison W., 1997, "New Permittivity Data for Sea Water (30-200 GHz)", *ESA Report 11 197/94/NL/CN*.
- Lee J., Refined filtering of image noise using local statistics, 1981. *Computer Graphics and Image Processing*, 15:380-389.
- Lenoble J., 1985: *Radiative Transfer in Scattering and Absorbing Atmospheres: Standard Computational Procedures*, A. DEEPAK Publishing Co., Hampton, VA.
- Leslie R.V. and D. Staelin, 2004: "NPOESS Aircraft Sounder Testbed - M: Observations of Clouds and Precipitation at 54, 118, 183, and 425 GHz". *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 42(10), 2240-2247.
- Liebe H.J. and G.G. Gimmestad, 1978: "Calculation of clear air EHF refractivity". *Radio Sci.*, 13, 245-251.
- Liebe H. J., 1985: "An updated model for millimeter wave propagation in moist air". *Radio Sci.*, 20, 1069-1089.
- Liebe H. J., G. A. Hufford, T. Manab, 1991: "A model for the complex permittivity of water at frequencies below 1THz", *Inter. J. Infra. and Mill. Waves*, vol. 12, no. 7, pp. 659-675.
- Liu Q., C. Simmer and E. Ruprecht, 1996: "Three-dimensional radiative transfer effects of clouds in the microwave spectral range". *J. Geophys. Res.*, 101, 4289-4298.

- Long D. G., P. J. Hardin, and P. T. Whiting, 1993: "Resolution enhancement of spaceborne scatterometer data" *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. 31, pp. 700–715.
- D.G. Long, and D.L. Daum, 1998: "Spatial Resolution Enhancement of SSM/I Data" *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 35, No. 2, pp. 407-417.
- Marsaglia G., A. Zaman, 1991: "A New Class of Random Number Generators". *The Annals of Applied Probability*, Vol. 1, No. 3 (Aug., 1991), pp. 462-480
- Mastin G. A., 1985: "Adaptive filters for digital image noise smoothing: An evaluation". *Computer Vision, Graphics, and Image Processing*, 31:103-121.
- Meer P., J. Jolion, and A. Rosenfeld, 1990: "A fast parallel algorithm for blind estimation of noise variance". *IEEE Trans. Pattern Anal. Mach. Intelligence*, 12(2):216-223.
- Mugnai A., S. Di Michele, F.S. Marzano and A. Tassa, 2001: "Cloud-model based Bayesian techniques for precipitation profile retrieval from TRMM microwave sensors". *ECMWF/EuroTRMM Workshop on Assimilation of Clouds and Precipitation*, ECMWF, Reading, U.K., 323-345.
- Mugnai A., 2003: "Modelling and retrieval of light rainfall and solid precipitation from the EGM mission". *EUMETSAT Report*, contract 17272/03/NL/GS
- Mugnai A., S. Di Michele, E.A. Smith, F. Baordo, P. Bauer, B. Bizzarri, P. Joe, C. Kidd, F.S. Marzano, A. Tassa, J. Testud and G.J. Tripoli, 2004: "Snowfall measurements by the proposed European GPM mission". *Measuring Precipitation from Space: EURAINSAT and the Future*, V. Levizzani, P. Bauer and F.J. Turk (Eds.), Kluwer Academic Publ., in press.
- Neshyba S.P., T.C. Grenfell and S.G. Warren, 2003: "Representation of a nonspherical ice particle by a collection of independent spheres for scattering and absorption of radiation: 2. Hexagonal columns and plates". *J. Geophys. Res.*, 108, 4448-4465.
- Olsen S. I., 1993: "Estimation of noise in images: An evaluation". *CVGIP: Graphical Models and Image Processing*, 55(4):319-323, 1993.
- Pierdicca N., 2003: *Introduzione al telerilevamento*. Dispense universitarie
- Petty, G. W., 1990: *On the response of the Special Sensor Microwave / Imager to the marine environment: Implications for atmospheric parameter retrievals*, Ph.D Dissertation, University of Washington.
- Poe G.A., 1990: "Optimum Interpolation of Imaging Microwave Radiometer Data". *IEEE Trans.on AP*, vol. 28, No.5.

- Press W.H., B.P. Flannery, S.A. Teukolsky and W.T. Vetterling, 1992: "Fast Fourier Transform". Ch. 12 in *Numerical Recipes in FORTRAN: The Art of Scientific Computing, 2nd ed.*, Cambridge, England: Cambridge University Press, pp. 490-529.
- Prigent C., J. R. Pardo, W. B. Rossow, 2006: "Comparisons of the Millimeter and Submillimeter Bands for Atmospheric Temperature and Water Vapor Soundings for Clear and Cloudy Skies", *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45, 1622-1633
- Rank K., M. Lendl, and R. Unbehauen, 1999: „Estimation of image noise variance”. *IEE Proc.-Vis. Image Signal Process.*, 146(2):80-84.
- Roberti L., J. Haferman and C. Kummerow, 1994: "Microwave radiative transfer through horizontally inhomogeneous precipitating clouds". *J. Geophys. Res.*, 99, 16707-16718.
- Rosenkranz P.W., 2001: "Retrieval of temperature and moisture profiles from AMSU-A and AMSU-B measurements". *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 39, 2429-2435.
- Skofronick-Jackson G., M.-J. Kim, J.A. Weinman and D.-E. Chang, 2004: "A physical model to determine snowfall over land by microwave radiometry". *IEEE Trans. Geosci Remote Sens.*, 42: 1047-1058.
- Skou N., 1989: "Microwave radiometer systems". Artech House, Norwood MA
- Smith E.A., A. Mugnai, H.J. Cooper, G.J. Tripoli and X. Xiang, 1992: "Foundations for statistical-physical precipitation retrieval from passive microwave satellite measurements. Part I: Brightness-temperature properties of a time-dependent cloud-radiation model". *J. Appl. Meteor.*, 31, 506-531.
- Staelin, D. H., A. H. Barrett, J. W. Waters, F. T. Barath, E. J. Johnston, P. W. Rosenkranz, N. E. Gaut, and W. B. Lenoir, 1973: "Microwave spectrometer on the Nimbus 5 satellite: meteorological and geophysical data", *Science*, 182, 1339-1341.
- Staelin D.H. e P.W. Rosenkranz, editors, 1978: "Applications Review Panel: High resolution passive microwave satellites". *Report for NASA Contract NAS5-23677*, MIT Research Laboratory of Electronics.
- Staelin D.H., J.P. Kerekes and F.J. Solman III, 1997: "Final Report of the Geosynchronous Microwave Sounder Working Group". *Prepared for the NOAA /NESDIS GOES Program Office*, MIT, Lexington Mass., pp.51.
- Staelin D.H., A.J. Gasiewski, J.P. Kerekes, M.W. Shields and F.J. Solman III, 1998: "Concept proposal for a Geostationary Microwave (GEM) Observatory". *Prepared for the NASA/NOAA Advanced Geostationary Sensor (AGS) Program*, MIT, Lexington Mass., pp.23.
- Staelin D. H., C. Surussavadee, 2006: "Precipitation retrieval accuracies for geomicrowave sounders," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, submitted for publication.

- Stoer J. and R. Bulirsch, 1980: "*Introduction to Numerical Analysis*". New York: Springer-Verlag.
- Strang G., 1993: "Wavelet Transforms Versus Fourier Transforms". *Bull. Amer. Math. Soc.* 28, 288-305.
- Sundvquist H., Berge H., and Kristjansson, 1989, "Condensation and cloud studies with a mesoscale numerical prediction model", *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1641-1657.
- Surussavadee C., D. H. Staelin, 2006: "Comparison of AMSU millimeter-wave satellite observations, MM5/TBSCAT predicted radiances, and electromagnetic models for hydrometeors," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 44, no. 10, pp. 2667-2678.
- Surussavadee C., D. H. Staelin, 2006: "Millimeter-wave precipitation retrievals and observed-versus-simulated radiance distributions: sensitivity to assumptions," *J. Atmos. Sci.*, submitted for publication.
- Surussavadee C., D. H. Staelin, 2006: "Global Millimeter-Wave Precipitation Retrievals Trained with a Cloud-Resolving Numerical Weather Prediction Model," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, in preparation for publication.
- Tassa A., S. Di Michele, A. Mugnai, F.S. Marzano, P. Bauer and J.P.V. Poyares Baptista, 2004: "Evaluation of cloud-radiation modeling errors for space-borne passive microwave retrieval of precipitation". *IEEE Trans. Geosci Remote Sens.*, submitted.
- Tassa A., S. Di Michele, A. Mugnai, FS. Marzano and J.P.V. Poyares Baptista, 2003: "Cloud-model based Bayesian technique for precipitation profile retrieval from TRMM Microwave Imager". *Radio Sci.*, 38, 8074-8086.
- Tripoli G.J. and W.R. Cotton, 1981: "The use of ice-liquid water potential temperature as a thermodynamic variable in deep atmospheric models". *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1094-1102.
- Tripoli G.J. and W.R. Cotton, 1982: "The Colorado State University three-dimensional cloud / mesoscale model-1982. Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments". *J. Rech. Atmos.* 16: 185-200.
- Tripoli G.J. and W.R. Cotton, 1986: "An intense, quasi-steady thunderstorm over mountainous terrain, part IV: three-dimensional numerical simulation". *J. Atmos. Sci.*, 43, 894-912.
- Tripoli G.J., 1992: "A non-hydrostatic model designed to simulate scale interaction". *Mon. Wea. Rev.*, 120, 1342-1359.
- Tripoli G.J., 1992b: "An explicit three-dimensional non-hydrostatic numerical simulation of a tropical cyclone". *Meteor. Atmos. Phys.*, 49, 229-254.
- Ulaby F.T, R.K. Moore and A.K. Fung, 1981: "*Microwave remote sensing (Active and passive), vol I*". Addison-Wesley, Reading MA.

- Vaseghi S.V., 2000: "Advanced Digital Signal Processing and Noise Reduction". John Wiley & Sons, 2nd Edition.
- Wilheit, T. T., T. C. Chang, M. S. V. Rao, E. B. Rodgers, J. S. Theon, 1977: "A satellite technique for quantitatively mapping rainfall rates over the oceans", *J. Appl. Meteorol.*, 16, 551-560.
- Wilheit, T. T., 1986: "Some comments on passive microwave measurement of rain", *Bull. Amer. Meteo. Soc.*, 67, 1226-1232.
- Wilheit T. T., 1990 "An algorithm of retrieving water vapor profiles in clear and cloudy atmospheres from 183 GHz radiometric measurements, Simulation studies" *J. of App. Meteor.*, 29, 508-515.
- Wilheit, T. T., A. Chang, L. S. Chiu, 1991: "Retrieval of monthly rainfall indices from microwave measurements using probability distribution functions", *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 8, 118-136.
- Wilheit T. T. and K.D. Hutchinson, 1997: "Water vapor profiles retrievals from SSM/T-2 data constrained by infrared – based cloud parameters " *Int. J. Remote Sensing*, 18, 3263-3277.
- Wiscombe W.J., 1980: "Improved Mie scattering algorithms". *Appl. Opt.*, 19, 1505-1509.