

ALMA MATER STUDIORUM · UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

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

STIME SATELLITARI DI STABILITÀ ATMOSFERICA

Relatore:
Dott. Federico Porcù

Presentata da:
Marco Pancaldi

Correlatore:
Prof. Rolando Rizzi

Anno Accademico 2018/2019

Sommario

In questo lavoro si è affrontato lo studio degli indici di stabilità atmosferica prodotti da Eumetsat attraverso un algoritmo che sfrutta i dati del sensore SEVIRI a bordo del satellite geostazionario europeo MSG. L'obiettivo del lavoro è stato di valutare la loro efficacia nel prevedere fenomeni di precipitazione. Sono stati considerati i prodotti di giornate in cui intense precipitazioni hanno interessato l'Emilia-Romagna nell'estate del 2018 così da poter confrontare le stime da satellite di stabilità con i dati dei radar e delle stazioni meteorologiche. Quattro diversi indici sono stati considerati: Lifted Index, K-Index, Konvektiv Index e Maximum Buoyancy.

L'analisi dei quattro casi di precipitazione è stata condotta analizzando l'evoluzione temporale delle mappe degli indici nelle ore antecedenti l'inizio della precipitazione, come misurata da alcune stazioni pluviometriche. In genere si è trovato che tutti gli indici testati evolvono durante la giornata su valori che descrivono un aumento della instabilità. Al primo formarsi della nuvolosità, tuttavia, il calcolo degli indici non viene più effettuato, e l'informazione non è più disponibile. In genere, comunque, si è notato che la precipitazione inizia dalle 3 alle 6 ore dopo che gli indici di stabilità hanno raggiunto il loro valore più critico. Invece si è notato che non vi è correlazione tra il valore degli indici prima della precipitazione e l'intensità della precipitazione.

Questo lavoro ha mostrato l'utilità delle stime da satellite di indici di stabilità, in quanto consentono un monitoraggio della stabilità atmosferica con maggiore dettaglio spazio temporale rispetto agli indici calcolati da dati da radiosonde. Gli aspetti negativi sono l'impossibilità di aver il dato al primo presentarsi della nuvolosità e l'incertezza nella stima dei profili di temperatura e umidità.

Indice

Introduzione	3
1 Basi teoriche	4
1.1 Definizione di particella d'aria	4
1.2 Profilo adiabatico verticale di una particella d'aria secca	5
1.3 Temperatura virtuale	6
1.4 Profilo adiabatico saturo	7
1.5 Temperatura potenziale e temperatura potenziale equivalente	7
1.6 Diagramma skew-T log-P	9
1.7 Energia potenziale convettiva disponibile	10
1.8 Altri indici di stabilità atmosferica	12
1.8.1 Lifted index:	12
1.8.2 K-index:	12
1.8.3 Konvektiv index:	12
1.8.4 Maximum Buoyancy	12
1.9 Radiosondaggi atmosferici	13
1.10 Utilizzo degli indici di stabilità nel nowcasting	13
1.11 Assorbimento ed emissione nell'infrarosso	16
1.12 Temperatura di brillantezza e funzioni peso	17
2 Satelliti per lo studio dell'atmosfera	19
2.1 Orbita geostazionaria	19
2.2 Orbita eliosincrona	19
2.3 Sensori per misure di stabilità atmosferica	20
2.4 Algoritmo di calcolo del profilo di temperatura e umidità	21
2.5 Canali utilizzati	22
2.6 Dati ausiliari necessari	23
2.6.1 Copertura nuvolosa	23
2.6.2 Profilo di background	23
2.6.3 Matrice di covarianza del profilo di background	24
2.6.4 Matrice degli errori delle misure e del modello di radianza	24

2.7	Processo iterativo	24
2.7.1	Esecuzione del modello radiativo e condizione di termine del processo iterativo	24
2.7.2	Calcolo della matrice K	25
2.7.3	Soluzione dell'equazione di correzione del profilo	25
2.8	Formule termodinamiche necessarie al calcolo degli indici	26
2.8.1	conversione tra rapporto di mescolanza e ppmv	26
2.8.2	Pressione di vapore a saturazione	27
2.8.3	Umidità relativa	27
2.8.4	Rapporto di mescolanza	27
2.8.5	Temperatura di rugiada	27
2.8.6	Livello di condensazione forzata	28
2.8.7	Temperatura potenziale equivalente	28
2.9	Calcolo degli indici	29
2.9.1	LI	29
2.9.2	K-index	30
2.9.3	KO	30
2.9.4	Maximum buoyancy	30
3	Uso degli Indici di stabilità per analisi di eventi di precipitazione intensa	32
3.1	Elaborazione dati	32
3.2	20 luglio 2018	33
3.3	13 agosto 2018	38
3.4	Confronto tra indici di stabilità e precipitazioni misurate	41
4	Conclusioni	44

Introduzione

In un'atmosfera termodinamicamente instabile possono generarsi moti convettivi che portano ad un rapido raffreddamento e quindi alla condensazione delle masse d'acqua presenti nell'aria. Ciò può causare intense precipitazioni, grandinate e fulminazione con conseguenti danni al suolo; è quindi molto importante poter prevedere il verificarsi di tali eventi prima che la convezione abbia inizio.

Per stimare l'instabilità atmosferica e quindi la probabilità di formazione di eventi temporaleschi sono stati sviluppati diversi indici basati sulle differenze di temperature e umidità a vari livelli di altezza. Tradizionalmente tali informazioni vengono ricavate dai radiosondaggi i quali misurano direttamente temperatura e umidità a varie quote per mezzo dei palloni sonda. Tale metodo è però praticato solo presso poche stazioni meteorologiche (una nella nostra regione) e solo una volta al giorno durante le ore notturne, in cui l'assenza di radiazione solare garantisce una maggiore stabilità rispetto alle ore diurne quando il riscaldamento del suolo può far innescare moti convettivi.

Poiché lo sviluppo di celle convettive può essere molto rapido e localizzato, per la loro previsione sono necessari dati con una buona risoluzione temporale e spaziale, tali dati possono essere ottenuti per mezzo di sensori satellitari; in particolare i satelliti geostazionari osservando continuamente la stessa regione possono garantire un'alta risoluzione temporale utilizzabile per le previsioni a brevissimo termine. Per poter produrre tali indici il sensore deve prima stimare il profilo atmosferico, ciò è possibile poiché la radiazione infrarossa prodotta dall'atmosfera è correlata alla sua temperatura. Essendo noto il modello di trasferimento radiativo che collega la temperatura atmosferica a varie quote all'intensità di radiazione misurata dal sensore nei vari canali è possibile risolvere il problema inverso attraverso un algoritmo che partendo da un profilo di partenza (preso dai modelli numerici) lo corregge fino a farlo diventare compatibile con i dati osservati. Tale procedimento presenta però anche aspetti negativi, infatti le misure satellitari non sono possibili in caso di copertura nuvolosa e a causa del basso numero dei canali disponibili i profili atmosferici e quindi anche gli indici prodotti sono noti con grande margine di errore.

Capitolo 1

Basi teoriche

In questo capitolo verranno descritte le conoscenze teoriche necessarie alla trattazione dei capitoli successivi.

Inizialmente verrà introdotto il concetto di particella d'aria ovvero un modello approssimato che ci permetterà di studiare i moti verticali, verrà poi mostrato come in tali moti variano le variabili termodinamiche nel caso di aria secca. Si prenderà poi in considerazione l'acqua presente in atmosfera attraverso l'uso della temperatura virtuale, si descriverà poi come variano le variabili termodinamiche nel caso di moti verticali in presenza di condensazione e si descriverà la temperatura potenziale equivalente che si mantiene costante durante tali processi.

Viene poi descritto il diagramma skew-T log-P usato per rappresentare i profili atmosferici e valutarne la stabilità e si prosegue con la definizione di alcuni indici di stabilità atmosferica: prima viene descritto il CAPE poi verranno introdotti altri indici di natura più empirica e più semplici da calcolare. Si parlerà quindi dei radiosondaggi che permettono di misurare questi indici e di come essi vengano utilizzati nel nowcasting.

Si passerà quindi a descrivere la diffusione di radiazione infrarossa in atmosfera e si introdurranno i concetti di temperatura di brillanza e funzioni peso che stanno alla base dei modelli di trasferimento radiativo utilizzati dai satelliti per la misura dei profili atmosferici. Le trattazioni analitiche riguardanti la termodinamica atmosferica e la propagazione delle onde elettromagnetiche sono state prese da Wallace and Hobbs, 2006.

1.1 Definizione di particella d'aria

La parte inferiore dell'atmosfera, detta troposfera è caratterizzata da un profilo verticale di temperatura medio che decresce con la quota. Ciò fa sì che le differenze di temperatura tra gli strati più bassi e quelli più alti possa provocare moti convettivi. Essendo lo strato a contatto col suolo, la troposfera è quella che maggiormente influenza le attività umane e tali moti convettivi possono portare alla formazione di fenomeni intensi come temporali,

grandinate e fulminazioni i cui effetti si ripercuotono sulla società.

Poiché, ad eccezione dell'acqua, la composizione chimica si mantiene circa costante nei primi 100 km dell'atmosfera, prenderemo inizialmente in considerazione l'aria secca di cui possiamo trascurare il moto delle singole molecole e concentrarci sullo studio del moto di masse d'aria macroscopiche. Definiamo quindi particella d'aria una massa macroscopica d'aria tale che:

- le variabili termodinamiche (pressione, temperatura e umidità) siano ben definite all'interno della particella ed il volume sia descritto da una funzione di esse;
- la particella sia termicamente isolata dall'ambiente così che le variazioni di temperatura dovute al moto della particella possano essere considerate adiabatiche;
- la particella abbia la stessa pressione dell'ambiente esterno;
- il moto macroscopico della particella sia sufficientemente lento da far sì che la sua energia cinetica sia trascurabile rispetto all'energia interna della particella così da poter considerare i processi termodinamici come reversibili.

Tali assunzioni seppur non siano realmente verificate in atmosfera forniscono una buona approssimazione che ci permette di capire il funzionamento dei reali processi fisici.

1.2 Profilo adiabatico verticale di una particella d'aria secca

Calcoliamo ora come varia la temperatura di una particella d'aria che si sposta verticalmente, abbiamo assunto che il moto verticale di una particella sia un processo adiabatico, sebbene le particelle non siano realmente isolate dall'ambiente il basso valore del calore specifico dell'aria permette di approssimare moti sufficientemente rapidi a processi adiabatici. Ipotizzando che la particella d'aria sia secca e non si verifichino quindi al suo interno processi di condensazione dell'acqua, abbiamo che la variazione di calore durante il processo è nulla:

$$dq = c_p dT - \alpha dp = 0 \quad (1.1)$$

Dove q è il calore scambiato con l'ambiente, T è temperatura, c_p il calore specifico a pressione costante, p la pressione e α il volume occupato da 1 kg di aria. Dall'equazione idrostatica abbiamo inoltre che:

$$\alpha dp = -g dz \quad (1.2)$$

Dove z è la coordinata verticale della particella d'aria. Dalle precedenti equazioni otteniamo:

$$dT = -\frac{g}{c_p} dz \quad (1.3)$$

Si osserva quindi che la temperatura di una particella che si muove lungo la verticale decresce in modo costante all'aumentare della quota (per distanze tali che g possa essere assunto costante).

1.3 Temperatura virtuale

Poiché nella troposfera la concentrazione di acqua è variabile ed essa si può presentare allo stato gassoso, liquido e solido, dobbiamo aggiungere alcune correzioni al modello di particella d'aria finora utilizzato.

Per poter utilizzare l'equazione di stato dei gas dovremmo ricorrere ad una costante dei gas che tenga conto della percentuale di acqua presente nella nostra particella, ma poiché tale percentuale è variabile si ricorre ad un altro metodo ovvero si utilizza la costante dei gas dell'aria secca e si sostituisce la temperatura con una grandezza fittizia che tenga conto dell'umidità della particella d'aria, tale grandezza è detta temperatura virtuale. Per poter calcolare la temperatura virtuale (T_v) in funzione della temperatura reale (T) partiamo dal considerare la densità (ρ) della particella d'aria come somma della parte secca (ρ_d) e del vapor d'acqua in esso contenuto (ρ_v)

$$\rho = \frac{m_d + m_v}{V} = \rho_d + \rho_v \quad (1.4)$$

le due densità possono essere ricavate dalle rispettive equazioni di stato per il vapore e per l'aria secca, dove p_d è la pressione parziale dell'aria secca, e è la pressione di vapore, p è la pressione totale, R_v è la costante dei gas del vapore e R_d quella dell'aria secca.

$$\rho_v = \frac{e}{R_v T} \quad (1.5)$$

$$\rho_d = \frac{p_d}{R_d T} = \frac{p - e}{R_d T} \quad (1.6)$$

La densità totale diventa quindi

$$\rho = \frac{p - e}{R_d T} + \frac{e}{R_v T} \quad (1.7)$$

$$= \frac{p}{R_d T} - \frac{e}{R_d T} \left(1 - \frac{R_d}{R_v}\right) \quad (1.8)$$

$$= \frac{p}{R_d T} \left(1 - \frac{e}{p} \left(1 - \frac{R_d}{R_v}\right)\right) \quad (1.9)$$

sostituendo T con T_v così definita

$$T_v = \frac{T}{1 - \frac{e}{p} \left(1 - \frac{R_d}{R_v}\right)} \quad (1.10)$$

otteniamo

$$p = \rho R_d T_v \quad (1.11)$$

che non è altro che l'equazione di stato dei gas dove si è utilizzata la costante dei gas dell'aria secca e la temperatura virtuale al posto di quella reale.

1.4 Profilo adiabatico saturo

Altro fenomeno legato alla presenza di acqua in atmosfera di cui si dovrà tener conto è quello della condensazione. Pur considerando processi adiabatici, ovvero senza scambi di calore tra la particella d'aria e l'ambiente esterno, in presenza di condensazione saranno presenti scambi di calore all'interno della particella stessa. Infatti parte dell'energia termica della particella viene convertita in calore latente. In questo caso il profilo verticale trovato precedentemente (equazione 1.3) non sarà più valido. Per calcolare il nuovo profilo dovremo partire dal primo principio della termodinamica tenendo conto del calore latente dovuto alla condensazione.

$$\delta q = c_p dT - \alpha dp = -L_v dw_s \quad (1.12)$$

Dove L_v è il calore latente di evaporazione e w_s è il rapporto di mescolanza (ovvero il rapporto tra la massa d'acqua e quella dell'aria secca) a saturazione. Ponendoci in approssimazione idrostatica, sviluppando il differenziale di w_s (sapendo che è funzione di T e P) e dividendo tutto per c_p otteniamo

$$dT + \frac{g}{c_p} dz = -\frac{L_v}{c_p} \left(\frac{\partial w_s}{\partial T} dT + \frac{\partial w_s}{\partial p} dp \right) \quad (1.13)$$

utilizzando nuovamente l'approssimazione idrostatica per sostituire il differenziale di p, otteniamo la variazione di T con Z

$$dT = -\frac{g}{c_p} \left(1 - \frac{L_p}{c_p R_d T} \frac{\partial w_s}{\partial p} \right) \left(1 + \frac{L}{c_p} \frac{\partial w_s}{\partial T} \right)^{-1} dz \quad (1.14)$$

Tale processo viene detto adiabatico saturo, in realtà può accadere che l'acqua una volta condensata lasci la particella d'aria sotto forma di precipitazione, in questo caso il processo non è più adiabatico e si parla di processo pseudoadiabatico, l'energia persa in questo modo è comunque piccola rispetto all'energia interna della particella, i processi pseudoadiabatici possono quindi essere approssimati con processi adiabatici saturi.

1.5 Temperatura potenziale e temperatura potenziale equivalente

Viene definita temperatura potenziale la temperatura che una particella avrebbe una volta sollevata o abbassata adiabaticamente fino ad una pressione p_0 di 1000 hPa. Par-

tendo dal primo principio della termodinamica (formula 1.1) e sostituendo α tramite l'equazione di stato dei gas perfetti otteniamo

$$\frac{c_p}{R} \frac{dT}{T} = \frac{dp}{p} \quad (1.15)$$

integrando tra la quota p_0 e la pressione p della particella si ottiene

$$\frac{c_p}{R} \int_{\theta}^T \frac{dT}{T} = \int_{p_0}^p \frac{dp}{p} \quad (1.16)$$

calcolando gli integrali

$$\frac{c_p}{R} \ln \frac{T}{\theta} = \ln \frac{p}{p_0} \quad (1.17)$$

da cui si ottiene la formula della temperatura potenziale

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (1.18)$$

Tale grandezza è di particolare interesse nello studio dei moti delle particelle d'aria poiché si mantiene costante per trasformazioni adiabatiche.

Nel caso di adiabatiche sature si utilizza invece la temperatura potenziale equivalente. Dalla definizione di θ si ottiene

$$\ln \theta = \ln T - \frac{R}{c_p} \ln p + \text{cost} \quad (1.19)$$

differenziando otteniamo

$$c_p \frac{d\theta}{\theta} = c_p \frac{dT}{T} - R \frac{dp}{p} \quad (1.20)$$

Dividendo per T l'equazione 1.12 e sostituendo α con l'equazione di stato dei gas si ottiene

$$-\frac{L_v dw_s}{T} = c_p \frac{dT}{T} - R \frac{dp}{p} \quad (1.21)$$

unendo le ultime due equazioni si ottiene

$$-\frac{L_v dw_s}{c_p T} = \frac{d\theta}{\theta} \quad (1.22)$$

calcolando il differenziale di $\frac{L_v w_s}{c_p T}$

$$\frac{L_v}{c_p} \left(\frac{dw_s}{T} - \frac{w_s}{T^2} dT \right) = \frac{L_v d\theta}{T c_p} \left(\frac{dw_s}{dT} - \frac{w_s}{T} \right) \quad (1.23)$$

poiché $\frac{dw_s}{dT} \gg \frac{w_s}{T}$ si ottiene

$$\frac{L_v}{c_p T} dw_s \simeq d \left(\frac{L_v w_s}{c_p T} \right) \quad (1.24)$$

sostituendo nella 1.22

$$-d \left(\frac{L_v w_s}{c_p T} \right) \simeq \frac{d\theta}{\theta} \quad (1.25)$$

che integrando diventa

$$-\frac{L_v w_s}{c_p T} \simeq \ln \theta + \text{cost} \quad (1.26)$$

definiamo la costante di integrazione in modo che alle basse temperature dove il rapporto di mescolanza a saturazione tende a zero ($\frac{w_s}{T} \rightarrow 0$) la temperatura potenziale tenda alla temperatura potenziale equivalente ($\theta \rightarrow \theta_e$)

$$-\frac{L_v w_s}{c_p T} \simeq \ln \left(\frac{\theta}{\theta_e} \right) \quad (1.27)$$

ovvero

$$\theta_e \simeq \exp \left(\frac{L_v w_s}{c_p T} \right) \quad (1.28)$$

La temperatura potenziale equivalente corrisponde alla temperatura raggiunta da una particella d'aria che in seguito alla condensazione per sollevamento di tutta l'acqua contenuta al suo interno venisse portata alla pressione di 1000 hPa seguendo l'adiabatica secca. La temperatura potenziale equivalente è di particolare interesse perché viene conservata sia per processi adiabatici che adiabatici saturi.

1.6 Diagramma skew-T log-P

Per studiare la stabilità delle particelle d'aria vengono utilizzati diagrammi in cui sull'ordinata è riportato il logaritmo della pressione e in ascisse la temperatura inclinata di 45 gradi che vengono perciò chiamati skew-T Log-p (vedi figura 1.1). Su tali grafici vengono rappresentati le curve dei processi adiabatici secchi e saturi, a cui viene poi sovrapposto il reale profilo atmosferico.

Il confronto tra il profilo atmosferico e le curve adiabatiche è molto importante per valutare la stabilità atmosferica, infatti qualora la curva adiabatica fosse più ripida del profilo reale significa che una particella d'aria che per una qualsiasi ragione dovesse essere sollevata si troverebbe ad essere più calda dell'ambiente circostante, e quindi continuerebbe a salire provocando moti convettivi, in caso inverso invece tenderebbe a scendere nella posizione originale, si sarebbe quindi in presenza di un equilibrio stabile.

Poiché le curve adiabatiche secche e saturi hanno pendenze diverse è importante sapere

se la particella si trova o meno a saturazione e nel caso non lo sia a che quota la raggiungerebbe se fosse sollevata (LCL), perciò nei diagramma skew-T log-p vengono riportati anche il valore del rapporto di mescolanza a saturazione e il profilo della temperatura di rugiada ovvero la temperatura a cui bisogna portare la particella d'aria mantenendola a pressione costante per portarla a saturazione.

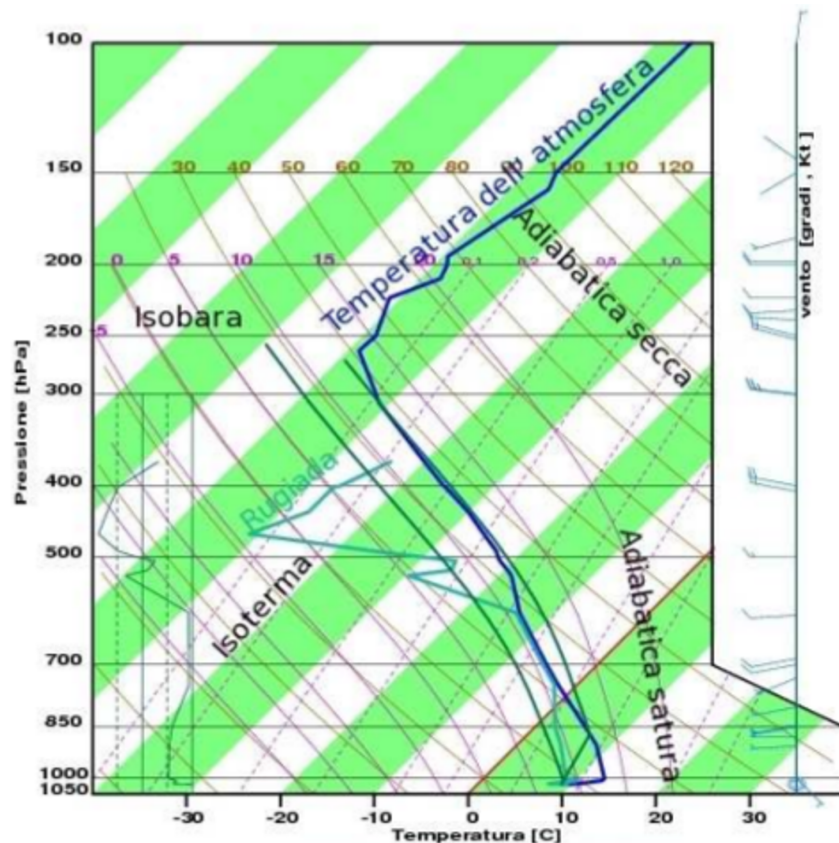


Figura 1.1: esempio di profilo atmosferico rappresentato su di un diagramma skew-T log-P. In blu è rappresentato il profilo atmosferico misurato, in azzurro la temperatura di rugiada misurata, in marrone sono riportate le curve adiabatiche secche, in viola quelle saturate, e con linee tratteggiate viola sono riportati i rapporti di mescolanza a saturazione espressi in g/Kg (Arpae Emilia-Romagna, Radiosondaggio atmosferico)

1.7 Energia potenziale convettiva disponibile

Una particella che viene sollevata adiabaticamente fino al livello di condensazione (LCL) per poi essere ulteriormente sollevata seguendo l'adiabatica saturata fino ad avere la stessa

temperatura dell'ambiente circostante raggiunge il livello di libera convezione (LFC), infatti oltre quella quota non sarà più necessario fornire energia alla particella per farla sollevare, ma la spinta idrostatica dovuta alla minore densità rispetto all'ambiente la farà sollevare spontaneamente. In questo modo si può instaurare un moto convettivo che porta alla rapida condensazione dell'acqua contenuta nella particella e quindi a precipitazioni.

Per poter quantificare l'instabilità atmosferica vengono usati vari indici, fra questi uno di particolare interesse è l'energia potenziale disponibile al moto convettivo (CAPE), ovvero l'energia cinetica massima per unità di massa che una particella d'aria sollevata forzatamente dalla superficie al LFC può raggiungere sollevandosi spontaneamente per galleggiamento (ignorando i moti orizzontali, la forza d'attrito e il peso dell'acqua condensata durante il sollevamento). Tale energia è data dall'integrale sulla quota della forza per unità di massa agente sulla particella calcolato tra il LFC e il livello di equilibrio, dove la densità della particella ugualia nuovamente quella dell'ambiente (EL).

$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} F dz \quad (1.29)$$

La forza a cui è sottoposta la particella è:

$$F = \frac{(\rho - \rho^{amb})g}{\rho} \quad (1.30)$$

Dove con l'apice amb sono indicate le variabili termodinamiche dell'ambiente per distinguerle da quelle della particella sollevata. In condizione di equilibrio idrostatico l'incremento dz è legato ad un incremento dp da:

$$dz = -\frac{dp}{g\rho} \quad (1.31)$$

è possibile passare dalla densità (molto difficile da misurare) alla temperatura attraverso l'uso dell'equazione dei gas perfetti ottenendo

$$CAPE = -R_d \int_{LFC}^{EL} (T_v^{amb} - T_v)(-d \ln P) \quad (1.32)$$

Si osserva quindi che il CAPE dipende dalla differenza tra la temperatura virtuale ambientale e la temperatura virtuale di un ipotetica trasformazione adiabatica integrata sul logaritmo della pressione, il CAPE coincide quindi con l'area tra la curva adiabatica e il profilo ambientale in un grafico skew-T log-P. Valori di CAPE compresi tra 1000-2500 J/kg sono adeguati a sostenere convezioni moderate, tra 2500-4000 J/kg forti convezioni e sopra ai 4000 J/kg convezioni estreme.

1.8 Altri indici di stabilità atmosferica

Poiché il CAPE è definito attraverso un integrale per poterne effettuare una misura precisa sono richiesti un grande numero di punti. Sono quindi utilizzati altri indici di natura più empirica che si basano sulla differenza di temperature a quote definite convenzionalmente, il cui calcolo richiede meno misure e calcoli più semplici.

1.8.1 Lifted index:

Il lifted index (LI) rappresenta la differenza tra la temperatura ambientale (T^{amb}) misurata a 500 hPa e la temperatura di una particella sollevata (T^{lift}) adiabaticamente (o pseudo-adiabaticamente) dal suolo ad una pressione di 500 hPa

$$LI = T^{amb} - T^{lift} \quad (1.33)$$

1.8.2 K-index:

Il K-index utilizza la differenza tra la temperatura a 850 hPa (T^{850}) e quella a 500 hPa (T^{500}) per stimare il gradiente verticale di temperatura; la temperatura di rugiada a 850 hPa (T_d^{850}) fornisce informazioni sull'umidità alla superficie; la differenza tra la temperatura (T^{700}) e la temperatura di rugiada (T_d^{700}) a 700 hPa rappresenta l'estensione verticale dell'umidità. Il calcolo del K-index richiede solo un calcolo aritmetico tra grandezze misurate senza bisogno di calcolare le variabili termodinamiche di un ipotetica particella sollevata adiabaticamente (come nel caso del CAPE e del LI).

$$K = (T^{850} - T^{500}) + T_d^{850} - (T^{700} - T_d^{700}) \quad (1.34)$$

1.8.3 Konvektiv index:

Il Konvektiv index (KO) misura la differenza tra la temperatura potenziale equivalente (θ_e) della media troposfera (tra 500 e 700 hPa) e quella della bassa troposfera (tra 850 e 1000 hPa)

$$KO = 0.5(\theta_e^{500} + \theta_e^{700} - \theta_e^{850} - \theta_e^{1000}) \quad (1.35)$$

1.8.4 Maximum Buoyancy

Il Maximum buoyancy (MB) misura la differenza tra la temperatura potenziale equivalente massima tra la superficie e 850 hPa (θ_e^{max}) e la temperatura potenziale equivalente minima tra 700 e 300 hPa (θ_e^{min})

$$MB = \theta_e^{max} - \theta_e^{min} \quad (1.36)$$

1.9 Radiosondaggi atmosferici

Come si osserva dalle definizioni degli indici di stabilità, per poterli calcolare è necessario conoscere il profilo verticale della temperatura e dell'umidità. Tali profili vengono calcolati attraverso dei radiosondaggi effettuati da una sonda trasportata verticalmente da un pallone gonfiato con elio, che trasmette via radio i dati alla centralina a terra. Tale procedura fornisce dati molto precisi ma in Emilia-Romagna viene effettuata solo presso la base meteorologica di San Pietro Capofiume, comune di Molinella (BO), una volta al giorno alle 00 UTC, eccetto in caso di condizioni meteorologiche particolari in cui il sondaggio viene fatto anche alle 12 UTC. Tali sondaggi forniscono quindi dati precisi utili per calcolare le condizioni iniziali dei modelli numerici, ma non garantiscono una buona risoluzione spaziale (un sondaggio in tutta la regione) né temporale (un sondaggio ogni 24 o 12 ore).

1.10 Utilizzo degli indici di stabilità nel nowcasting

L'uso degli indici di stabilità permette di prevedere fenomeni di convezione alcune ore prima che essi si verifichino. Sono quindi particolarmente utili nel nowcasting ovvero la previsione dello stato dell'atmosfera in un arco temporale massimo che va dalle 2 alle 6 ore. Poiché si tratta di previsioni di poche ore i radiosondaggi svolti una volta al giorno non garantiscono una risoluzione temporale utilizzabile, per questo vengono usate le immagini satellitari che mostrano gli indici di instabilità su di un'intera regione con una risoluzione temporale di un quarto d'ora.

Dalle definizioni degli indici di stabilità, si può dedurre che l'aria umida solitamente è soggetta ad una maggiore instabilità, infatti l'adiabatica satura che seguirebbe un'ipotetica particella sollevata fino al punto di saturazione e poi lasciata libera è più ripida rispetto all'adiabatica secca, si ha quindi una maggiore differenza di temperatura tra l'aria sollevata e quella circostante e perciò una maggiore instabilità. L'uso degli indici di stabilità è quindi strettamente collegato alla quantità d'acqua presente in atmosfera: più l'aria è umida più sarà instabile, inoltre l'instabilità può provocare l'avvio di convezione che in presenza di alta umidità condensa producendo nubi e precipitazioni.

Un indice di umidità è l'acqua totale precipitabile (TPW) ovvero l'altezza raggiunta da una colonna d'acqua se tutta l'acqua presente nell'atmosfera soprastante condensasse e precipitasse.

Nella figura 1.2 è mostrato il TPW nella regione sud africana il 6 Gennaio 2005 alle ore 6:00 UTC.

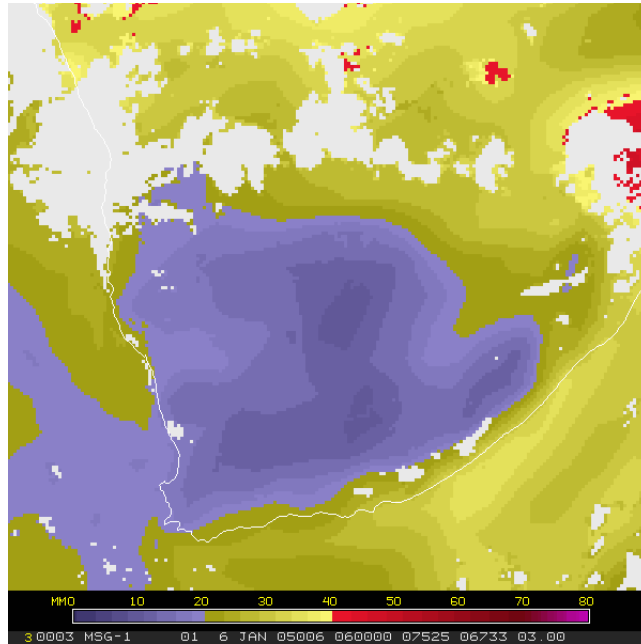


Figura 1.2: TPW della regione sudafricana il 6 gennaio 2005 alle ore 06:00 UTC (EUMETSAT, Global Instability Index: Product Guide)

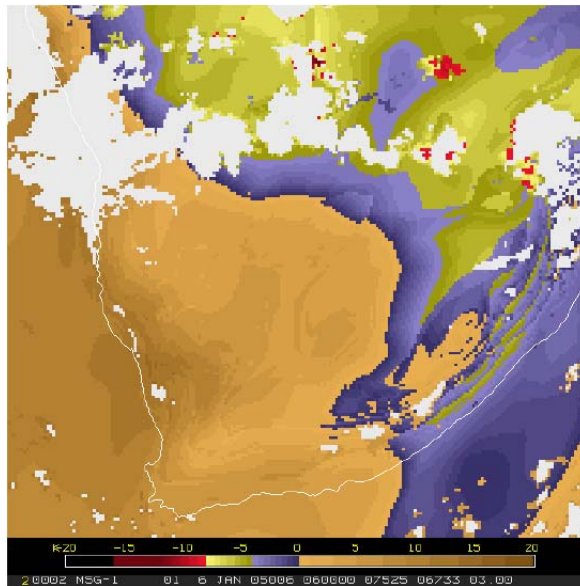


Figura 1.3: LI della regione sudafricana il 6 gennaio 2005 alle ore 06:00 UTC (EUMETSAT, Global Instability Index: Product Guide)

La figura 1.3 mostra il LI misurato nella stessa regione alla stessa ora, si osserva

chiaramente che la regione nord orientale più umida è anche più instabile.

La figura 1.4 mostra un immagine in infrarosso (IR) della stessa regione 6 ore dopo, nelle zone di maggiore instabilità si osservano formazioni nuvolose prima assenti, sintomo che si è verificata convezione; mentre nella regione sud occidentale più secca e stabile il cielo resta sereno.

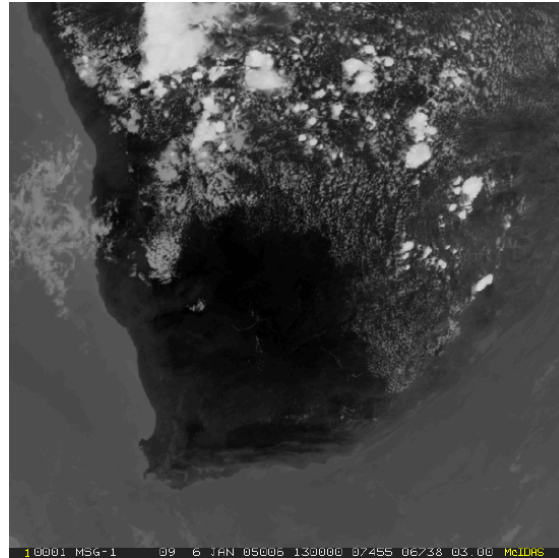


Figura 1.4: immagine in IR della regione sudafricana il 6 gennaio 2005 alle ore 13:00 UTC (EUMETSAT, Global Instability Index: Product Guide)

1.11 Assorbimento ed emissione nell'infrarosso

Per via della loro temperatura il suolo e l'atmosfera emettono radiazione elettromagnetica nella regione dell'infrarosso, e diversi gas atmosferici assorbono nella medesima regione. Per poter fare il bilancio della radiazione che raggiunge la sommità dell'atmosfera e che viene quindi misurata dal satellite sarà necessario tenere quindi in considerazione i fenomeni di assorbimento ed emissione. Si potranno però tralasciare i fenomeni di scattering poiché la lunghezza d'onda delle onde infrarosse è molto superiore in confronto alla dimensione delle molecole d'aria. La variazione di intensità luminosa di un raggio incidente piano di luce monocromatica di lunghezza d'onda λ dovuta all'assorbimento da parte di uno strato infinitesimo ds di atmosfera è

$$dI_\lambda(\text{assorbita}) = -I_\lambda k_\lambda \rho r ds = I_\lambda \alpha_\lambda \quad (1.37)$$

dove I_λ è la radiazione incidente, k_λ è il coefficiente di assorbimento per unità di massa, ρ è la densità dell'atmosfera, r è la massa del gas assorbente per unità di massa atmosferica mentre α_λ è l'assorbidività. La variazione di densità dovuta all'emissione da parte del medesimo strato è invece

$$dI_\lambda(\text{emessa}) = B_\lambda(T) \epsilon_\lambda \quad (1.38)$$

dove ϵ_λ è l'emissività ovvero il rapporto tra la radiazione emessa e quella emessa da un corpo nero, mentre $B_\lambda(T)$ è la planckiana ovvero l'intensità luminosa alla lunghezza d'onda λ emessa da un corpo nero alla temperatura T .

$$B_\lambda(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda k_B T}} - 1} \quad (1.39)$$

Ipotizzando di essere in equilibrio termodinamico, sussiste la legge di Kirckhoff per cui $\alpha_\lambda = \epsilon_\lambda$ e quindi la variazione di intensità totale diventa

$$dI_\lambda = - (I_\lambda - B_\lambda(T)) k_\lambda \rho r ds \quad (1.40)$$

integrando su tutto il percorso del raggio otteniamo

$$I_\lambda = I_{\lambda 0} e^{-\tau_\lambda} + \int_0^s k_\lambda \rho r B_\lambda(T(s)) e^{\tau_\lambda} ds \quad (1.41)$$

dove τ_λ è la profondità ottica ovvero

$$\tau_\lambda = \int_z^\infty k_\lambda \rho r dz \quad (1.42)$$

Il primo termine a destra dell'equazione (2.4) rappresenta la luce che dal punto 0 ha raggiunto il punto s senza essere assorbita, il secondo termine rappresenta la luce emessa dal tratto di gas compreso tra 0 ed s che raggiunge il punto s , in entrambi compare il fattore $e^{-\tau_\lambda}$ che rappresenta la trasmissività.

1.12 Temperatura di brillantezza e funzioni peso

Le intensità osservate nei vari canali di un satellite sono quindi correlate alla temperatura dell'atmosfera che ha emesso tali radiazioni. Confrontando le intensità misurate dal satellite in funzione delle loro lunghezze d'onda con delle funzioni planckiane a varie temperature (vedi figura 1.5) si definisce la temperatura di brillantezza per ciascun canale come la temperatura di un corpo nero che, alla lunghezza d'onda del canale, emette la stessa intensità di radiazione misurata.

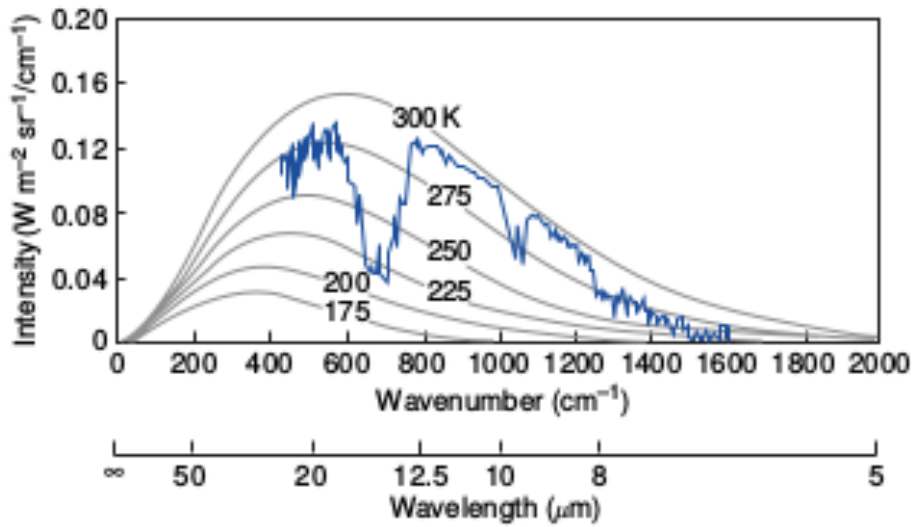


Figura 1.5: Intensità luminosa in funzione della lunghezza d'onda misurata da un sensore infrarosso a bordo di un satellite, in grigio sono riportate le funzioni di corpo nero a diverse temperature. (J. M. Wallace, P.V. Hobbs, Atmospheric Science an introductory survey)

Si può quindi calcolare la radiazione che raggiunge il satellite in ciascun canale di lunghezza d'onda λ attraverso la formula (2.4) dove l'integrale viene calcolato tra 0 (livello del suolo) e ∞ (ovvero su tutta l'atmosfera), come intensità iniziale viene presa quella emessa dal suolo considerato un corpo nero a temperatura T_s

$$I_\lambda = B_\lambda(T_s)e^{-\tau_\lambda(0)} + \int_0^\infty B_\lambda(T(z))e^{-\tau_\lambda(z)}k_\lambda\rho dz \quad (1.43)$$

La funzione può essere riscritta come

$$I_i = B_i(T_s)e^{-\tau_i(0)} + \int_0^\infty w_i B_i(T(z)) dz \quad (1.44)$$

dove λ è stato sostituito dall'indice i che indica il canale del satellite ed è stata introdotta la grandezza w_i detta funzione peso e definita come

$$w_i = e^{-\tau_i(z)} k_i \rho r \quad (1.45)$$

Approssimando l'atmosfera come n strati di gas, ciascuno alla temperatura T_n la formula (2.7) diventa

$$I_i = w_s B_i(T_s) + \sum_n w_{i,n} B_i(T_n) \quad (1.46)$$

Dove con w_s si è indicata la funzione peso della radiazione emessa dal suolo e con $w_{i,n}$ la funzione peso dell' n -esimo strato sull' i -esimo canale. Si può quindi, conoscendo il profilo verticale di temperatura e la composizione atmosferica, calcolare l'intensità elettromagnetica che raggiunge il satellite e quindi confrontarla con le temperature di brillantezza misurate da esso; ciò permette di risolvere il problema inverso ovvero conoscendo le temperature di brillantezza risalire al profilo atmosferico come sarà mostrato nelle sezioni da 2.4 a 2.7.

Capitolo 2

Satelliti per lo studio dell'atmosfera

Questo capitolo si aprirà con la descrizione delle orbite geostazionarie ed eliosincrone, e continuerà con il confronto tra SEVIRI e IASI due strumenti montati su satelliti che hanno rispettivamente un'orbita geostazionaria ed eliosincrona. Appurato che SEVIRI per via della maggior risoluzione temporale risulta più adatto al nowcasting di eventi di precipitazioni intense verrà esposto l'algoritmo attraverso il quale vengono calcolati gli indici di stabilità descrivendone gli input necessari e il processo iterativo che porta dalle misure di temperatura di brillanza allo sviluppo di un profilo verticale di temperatura e umidità. Vengono poi mostrate le formule con cui ricavare i valori degli indici partendo dal profilo atmosferico trovato.

2.1 Orbita geostazionaria

Un satellite posto sopra l'equatore con una velocità angolare di rivoluzione pari a quella di rotazione terrestre sorvolerà sempre lo stesso punto della superficie. Affinché quest'orbita sia stabile è necessario che la forza centrifuga eguagli l'attrazione gravitazionale, ciò è possibile solo ad una quota di 42164 km dal suolo. Tale orbita permette di osservare continuamente una zona così da avere un'alta risoluzione temporale, essendo però posta ad una quota molto alta non può garantire un'alta risoluzione spaziale, pur garantendo una grande copertura, inoltre essendo posto sopra l'equatore la risoluzione diminuisce avvicinandosi ai poli (che non possono essere osservati da satelliti geostazionari).

2.2 Orbita eliosincrona

Poiché la terra ruota attorno al sole, satelliti che passano nello stesso luogo in momenti diversi registrano dati con un angolo di illuminazione diverso ogni volta; ciò rende difficile confrontare tra loro i dati nello spettro del visibile, inoltre rende complessa l'orientazione dei pannelli solari per l'alimentazione del satellite. Per ovviare a ciò vengono scelte orbite

eliosincrone così che il satellite sorvolerà la medesima zona a distanza di 12h. A differenza dei satelliti geostazionari i satelliti eliosincroni possono sorvolare le aree polari (satelliti polari) e mantenere un'orbita vicina alla superficie terrestre (low Earth orbits LEO).

2.3 Sensori per misure di stabilità atmosferica

Per quanto riguarda la misura degli indici di stabilità l'orbita geostazionaria e quella eliosincrona presentano diversi vantaggi e svantaggi. In particolare mi concentrerò sul confronto tra due strumenti: SEVIRI montato su MSG (Meteosat second generation) che ha un'orbita geostazionaria e IASI montato sul METOP che ha invece un'orbita polare. SEVIRI dispone di 12 canali (vedi tabella 2.1) di cui 4 nel visibile e nel vicino infrarosso e 8 nell'infrarosso, essendo montato su MSG che possiede un'orbita geostazionaria ha un'altissima risoluzione temporale (15 min rispetto alle 12 h dell'orbita polare), e permette di osservare l'intera superficie d'interesse con una risoluzione orizzontale di 3 km. IASI

Canale spettrale	lunghezza d'onda centrale	range	risoluzione spaziale
VIS 0.6	0.635 μ m	0.56-0.71 μ m	3.0 km
VIS 0.8	0.810 μ m	0.74-0.88 μ m	3.0 km
NIR 1.6	1.600 μ m	1.50-1.78 μ m	3.0 km
IR 3.9	3.920 μ m	3.48-4.36 μ m	3.0 km
WV 6.2	6.325 μ m	5.35-7.15 μ m	3.0 km
WV 7.3	7.350 μ m	6.85-7.85 μ m	3.0 km
IR 8.7	8.700 μ m	8.30-9.10 μ m	3.0 km
IR 9.7	9.660 μ m	9.38-9.94 μ m	3.0 km
IR 10.8	10.800 μ m	9.80-11.80 μ m	3.0 km
IR 12.0	12.000 μ m	11.00-13.00 μ m	3.0 km
IR 13.4	13.400 μ m	12.40-14.40 μ m	3.0 km
HVR	-	0.5-0.9 μ m	1.0 km

Tabella 2.1: Canali MSG-SEVIRI

è creato appositamente per realizzare profili verticali di temperatura e umidità, possiede un'altissima risoluzione spettrale (8460 canali contro i 12 di SEVIRI) che gli permette di avere una risoluzione verticale di 1 km, pur avendo una risoluzione orizzontale di 25 km. IASI essendo montato su orbita polare possiede una risoluzione temporale di 12 h che lo rende quasi inutilizzabile per il nowcasting, sebbene l'alta risoluzione spettrale lo renda utilissimo per sviluppare modelli numerici. SEVIRI avendo solo 12 canali di cui solo 7 utilizzabili per misurare i profili di temperatura e umidità, non riesce a misurare dei profili con alta risoluzione verticale. Per fare ciò si affida ai dati da modelli numerici utilizzandoli come parametri iniziali da confrontare coi dati misurati e verificarne la compatibilità aggiustandoli in caso contrario, fornisce quindi una misura di diversi indici

(LI, K, KO e MB) su tutta la superficie europea e africana ogni 15 minuti, permettendo quindi di fare previsioni a breve termine.

2.4 Algoritmo di calcolo del profilo di temperatura e umidità

Il processo che permette di calcolare gli indici di stabilità a partire dalle temperature di brillanza misurate da SEVIRI è descritto nell'algorithm theoretical basis document (ATBD for the MSG GII/TOZ Product), tale algoritmo comprende anche il calcolo della quantità di ozono contenuto in atmosfera, ma poiché esso non serve ai fini dello studio della stabilità atmosferica non verrà qui descritto ma ci si concentrerà solo sul calcolo degli indici di stabilità e del TPW. Dato un profilo atmosferico si può risalire alle temperature di brillanza, e quindi alle radianze misurate dai canali di SEVIRI, attraverso un modello che divida l'atmosfera in un numero fisso di livelli e calcoli la radianza prodotta da ogni livello per ogni canale. Tale modello è fornito dal EUMETSAT NWP-SAF (satellite application facility for numerical weather prediction).

Per poter realizzare un profilo di temperatura e umidità a partire dalle radianze osservate bisogna risolvere un problema matematico inverso così da trovare un modello di atmosfera che produca delle radianze compatibili con quelle osservate. Poiché i canali a disposizione di MSG non sono sufficienti a produrre una misura indipendente di un profilo atmosferico, e comunque la soluzione al problema non sarebbe univocamente determinata, si deve ricorrere ad un profilo di background da usare come forzante dell'equazione. Tale modello di background viene preso da modelli numerici (NWP numerical weather prediction) a breve termine, e viene utilizzato come prima possibile soluzione, qualora le radianze da esso generate non fossero compatibili con quelle misurate si procede a modificare lentamente ed in modo controllato la soluzione iterativamente finché essa non produca delle radianze compatibili con le misure.

L'equazione che viene risolta ad ogni iterazione per correggere la soluzione è:

$$\vec{x}_{n+1} = \vec{x}_0 + \left(\mathbf{S}_x^{-1} + \mathbf{K}_n^T \cdot \mathbf{K}_n \right)^{-1} \cdot \mathbf{K}_n^T \cdot \mathbf{S}_\epsilon^{-1} \left(\vec{T}_B - \vec{T}_{B,n} + \mathbf{K}_n \cdot (\vec{x}_n - \vec{x}_0) \right) \quad (2.1)$$

dove:

- \vec{x} è il profilo atmosferico ovvero i valori di temperatura e umidità a determinati valori di pressione più la temperatura superficiale
- n è il numero dell'iterazione ($n=0$ indica il profilo di background)
- \vec{T}_B è la temperatura di brillanza osservate
- $\vec{T}_{B,n}$ è la temperatura di brillanza calcolate all'iterazione n

- S_x matrice di covarianza del background
- K_n Jacobiana all'iterazione n
- S_e matrice di coovarianza della temperatura di brillantezza misurata e calcolata

Se dopo un numero prefissato di iterazioni il modello continua a non essere compatibile con le misure, l'algoritmo viene terminato e non vengono fornite misure per quella regione. Non è quindi possibile misurare profili molto distanti dal modello di background. Altro limite di questo processo è rappresentato dalla copertura nuvolosa infatti a causa delle nubi non si avrebbero informazioni sulla temperatura al suolo e negli strati più bassi dell'atmosfera.

2.5 Canali utilizzati

SEVIRI possiede 12 canali (vedi Tabella 2.1), di questi solo alcuni possono essere utilizzati per il calcolo dei profili di temperatura e umidità (König, 2008). I Canali VIS 0.6, VIS 0.8, NIR 1.6, IR 3.9 e HVR contengono informazioni sulla riflessione delle emissioni solari non possono quindi essere usati per il calcolo della temperatura atmosferica. Il Canale IR 9.7 contiene molte informazioni sull'emissione dell'ozono poichè l'algoritmo di calcolo degli indici di stabilità calcola contemporaneamente anche il profilo verticale di concentrazione di ozono, questo canale viene preso come input. Dai restanti canali è

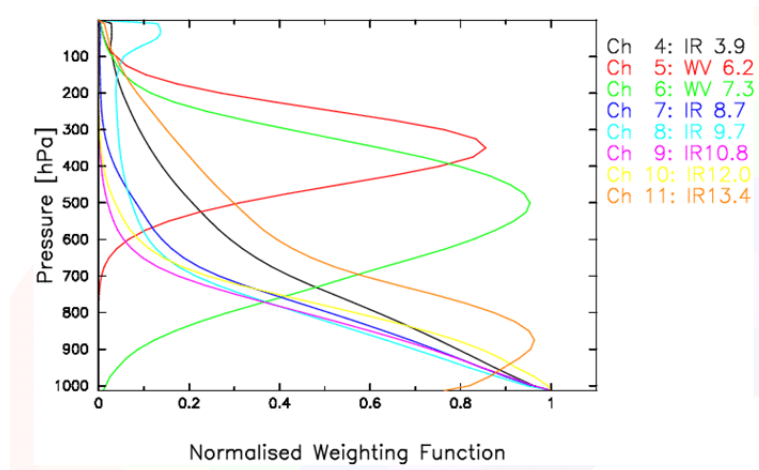


Figura 2.1: Funzioni peso normalizzate dei canali infrarossi di SEVIRI

possibile ricavare diverse informazioni utili: i canali WV 6.2, WV 7.3, IR 8.7, IR 10.8 e IR 12.0 forniscono informazioni sull'umidità a diverse quote (vedi le funzioni peso mostrate in figura 2.1 che mostrano picchi a diverse quote); i canali IR 8.7, IR 10.8 e IR

12.0 forniscono informazioni sulla temperatura superficiale (come è possibile osservare dalle funzioni peso in figura 2.1 in cui questi canali mostrano il massimo alla pressione superficiale); il canale IR 13.4 fornisce informazioni sulla temperatura a quota media (in figura 2.1 la funzione peso mostra il massimo tra 900 e 800 hPa). Per poter avviare l'algoritmo è quindi necessario che tutte le misure dei 7 canali utilizzati (WV 6.2, WV 7.3, IR 8.7, IR 9.7, IR 10.8, IR 12.0, IR 13.4) siano disponibili, con i loro bias. Per ciascun canale (ch) il bias è definito in modo tale che un valore fissato viene sommato alla temperatura di brillantezza.

$$\vec{T}_B(ch) = \vec{T}_{B,osservata}(ch) + \vec{T}_{bias}(ch) \quad (2.2)$$

Il bias è dovuto sia ad errori di misura sia ad errori del modello di trasferimento radiativo. Il bias è calcolato dal ECMWF confrontando modelli di previsione numerica e misure da radiosonda con le misure di radianza.

2.6 Dati ausiliari necessari

Oltre ai valori di radianza dei canali ed il rispettivo bias, sono necessari altri dati provenienti da analisi e modelli numerici.

2.6.1 Copertura nuvolosa

La trattazione sulla propagazione dei raggi infrarossi esposta nelle sezioni 1.11 e 1.12 partiva dall'ipotesi di assenza di fenomeni di scattering ma ciò non si verifica in presenza di copertura nuvolosa. Per poter avviare l'algoritmo è quindi necessario conoscere quali pixel sono coperti da nubi, per essi infatti non sarà possibile calcolare il profilo di temperatura e umidità non sarà quindi avviato l'algoritmo né saranno calcolati gli indici.

2.6.2 Profilo di background

Come già detto per risolvere il problema inverso e calcolare le temperature e umidità dei vari livelli partendo dalle radianze, si utilizza un profilo di background che viene usato come prima possibile soluzione. Tale profilo è fornito dai modelli numerici prodotti dal ECMWF. Per poter confrontare tale modello, definito su di una griglia latitudine/longitudine, con i dati satellitari definiti su una griglia di pixel, i dati del modello vengono interpolati spazialmente e temporalmente per coincidere con i pixel e l'orario della misura. Il modello di radianza usato per il calcolo è definito in un numero fisso di livelli di pressione (43 per la versione RTTOV-9.1), anche il profilo di background viene interpolato verticalmente per ottenere gli stessi livelli, l'interpolazione è logaritmica per la temperatura e lineare per l'umidità. Vi è poi un ulteriore dato per ogni pixel che fornisce la temperatura superficiale, ed uno che fornisce la tipologia di superficie (terra o

mare), nell'interpolazione orizzontale vengono usati solo dati contigui provenienti dallo stesso tipo di superficie. Qualora la pressione superficiale sia inferiore a quella del livello più basso del modello di radianza, la temperatura e l'umidità dai livelli sottostanti sono poste uguali a quelle superficiali.

2.6.3 Matrice di covarianza del profilo di background

La matrice \mathbf{S}_x fornisce l'errore statistico del profilo di background, la sua dimensione è $(2M+1)$ per $(2M+1)$ dove M è il numero dei livelli di pressione usati dal modello di radianza (temperatura e umidità a M valori di pressione e un valore di temperatura superficiale). Gli errori correlati tra le misure di temperatura, di umidità e della temperatura superficiale sono posti uguali a zero, ipotizzando che si tratti di grandezze non correlate.

2.6.4 Matrice degli errori delle misure e del modello di radianza

La matrice \mathbf{S}_e rappresenta l'errore statistico delle misure delle temperature di brillantezza e del modello di radianza. Gli errori correlati sulle misure di due diversi canali sono posti uguali a zero, essendo misure indipendenti, la matrice degli errori sulla misura è quindi diagonale e i valori corrispondono ai rumori strumentali dei singoli canali. Ad essa vengono poi sommati in quadratura gli errori del modello di radianza, che vengono ipotizzati indipendenti dalle misure, poiché non si conosce la covarianza tra due diversi canali si tengono solo i valori diagonali ponendo uguale a 0 gli altri. La dimensione della matrice è L per L con L numero di canali utilizzati.

2.7 Processo iterativo

2.7.1 Esecuzione del modello radiativo e condizione di termine del processo iterativo

Una volta che tutti i dati necessari sono disponibili si procede con l'esecuzione del modello di trasferimento radiativo usando come profilo atmosferico quello di background fornito dal modello numerico. Il modello fornirà quindi le temperature di brillantezza che sarebbero state misurate in ciascun canale qualora quel profilo fosse stato corretto. Tali valori vengono confrontati con le temperature di brillantezza osservate e corrette col bias calcolandone la varianza.

$$\sigma^2 = \frac{\sum (T_B - T_{B,m})^2}{L} \quad (2.3)$$

Se tale valore è inferiore ad una determinata soglia i profili di temperatura e umidità vengono accettati, si termina quindi il processo iterativo e si procede al calcolo degli indici di instabilità e del TPW, altrimenti si prosegue col processo iterativo calcolando la matrice jacobiana.

2.7.2 Calcolo della matrice K

Il modello calcola quindi la matrice jacobiana K che descrive la variazione delle temperature di brillanza nei vari canali al variare del profilo atmosferico.

$$\mathbf{K}_n(c, m) = \frac{\partial T_{B,n}(c)}{\partial x_n(m)} \quad (2.4)$$

I due indici c e m rappresentano rispettivamente il numero del canale e l'elemento del vettore x_n , la matrice avrà quindi L colonne e $2M+1$ righe (M per la temperatura, M per l'umidità e 1 per la temperatura superficiale). Le prime M righe rappresentano quindi la matrice jacobiana per la temperatura atmosferica i cui elementi sono espressi in K/K, le successive M righe rappresentano la matrice jacobiana per l'umidità i cui elementi sono espressi in K/ppmv mentre l'ultima riga è la derivata per la temperatura superficiale espressa in K/K.

2.7.3 Soluzione dell'equazione di correzione del profilo

A questo punto si procede migliorando il profilo atmosferico noto attraverso l'equazione (2.1) di cui ora sono note tutte le grandezze. La soluzione richiederebbe l'inversione della matrice $\mathbf{S}_x^{-1} + \mathbf{K}_n^T \cdot \mathbf{S}_\epsilon^{-1} \cdot \mathbf{K}_n$ la quale ha dimensione $2M + 1$ per $2M + 1$ dove M è il numero dei livelli di pressione calcolati. Per semplificare il processo l'equazione viene riscritta come

$$\vec{x}_{n+1} - \vec{x}_0 = \mathbf{S}_x \cdot \mathbf{K}_n^T \cdot (\mathbf{K}_n \cdot \mathbf{S}_x \cdot \mathbf{K}_n^T + \mathbf{S}_\epsilon)^{-1} (\vec{T}_B - \vec{T}_{B,n} + \mathbf{K}_n \cdot (\vec{x}_n - \vec{x}_0)) \quad (2.5)$$

in cui la matrice che deve essere invertita ha dimensione L per L , dove L è il numero dei canali e perciò è molto più piccola della matrice precedente. L'equazione viene risolta attraverso i seguenti passaggi:

- viene trasposta la matrice K

$$\mathbf{K}_n^T \quad (\text{dimensione } 2M+1 \text{ per } L)$$

- la si moltiplica per \mathbf{S}_x ottenendo la matrice \mathbf{W}_1

$$\mathbf{S}_x \cdot \mathbf{K}_n^T = \mathbf{W}_1 \quad (\text{dimensione } 2M+1 \text{ per } L)$$

- \mathbf{W}_1 viene moltiplicata per \mathbf{K}_n

$$\mathbf{K}_n \cdot \mathbf{W}_1 \quad (\text{dimensione } L \text{ per } L)$$

- si somma poi la matrice \mathbf{S}_ϵ ottenendo \mathbf{W}_2

$$\mathbf{K}_n \cdot \mathbf{W}_1 + \mathbf{S}_\epsilon = \mathbf{W}_2 \quad (\text{dimensione L per L})$$
- si inverte \mathbf{W}_2

$$\mathbf{W}_2^{-1} \quad (\text{dimensione L per L})$$
- la si moltiplica per \mathbf{K}_n^T ottenendo \mathbf{W}_3

$$\mathbf{K}_n^T \cdot \mathbf{W}_2^{-1} = \mathbf{W}_3 \quad (\text{dimensione } 2M+1 \text{ per L})$$
- la si moltiplica per \mathbf{S}_x ottenendo \mathbf{W}_4

$$\mathbf{S}_x \cdot \mathbf{W}_3 = \mathbf{W}_4 \quad (\text{dimensione } 2M+1 \text{ per L})$$
- si calcola il vettore v così definito

$$\mathbf{K}_n \cdot (\vec{x}_n - \vec{x}_0) + \vec{T}_B - \vec{T}_{B,n} = \vec{v} \quad (\text{dimensione L})$$
- il prodotto tra v e \mathbf{W}_4 è la correzione del profilo cercata

$$\Delta \vec{x}_{n+1} = \vec{x}_{n+1} - \vec{x}_0 = \mathbf{W}_4 \cdot \vec{v} \quad (\text{dimensione } 2M+1)$$

Il profilo di temperatura e umidità viene quindi corretto e si ripete il ciclo iterativo, ovvero si esegue il modello di trasferimento radiativo utilizzando il nuovo profilo e si confrontano le temperature di brillantezza così ottenute con quelle misurate (paragrafo 2.7.1) se la varianza è ancora sopra la soglia si calcola la matrice \mathbf{K} (paragrafo 2.7.2) e si risolve nuovamente l'equazione. Tale iterazione viene ripetuta al massimo 5 volte dopodiché il profilo non viene prodotto.

2.8 Formule termodinamiche necessarie al calcolo degli indici

Una volta ottenuto il profilo di temperatura e umidità si può procedere al calcolo degli indici di stabilità, per far ciò è però necessario far ricorso ad alcune formule termodinamiche

2.8.1 conversione tra rapporto di mescolanza e ppmv

Per passare dal rapporto di mescolanza (kg/kg) alle parti per milione volume di acqua in atmosfera si usa la seguente costante: $1.6077 \cdot 10^6$

2.8.2 Pressione di vapore a saturazione

La pressione di vapore a saturazione (espressa in hPa) dipende esclusivamente dalla temperatura T (espressa in K) e può essere calcolata come

$$E(T) = 6.11 \cdot 10^{7.5 \cdot (T-273.15)/(T-273.15+237.3)} \quad (2.6)$$

2.8.3 Umidità relativa

L'umidità relativa alla pressione p (misurata in hPa), temperatura T (misurata in K) e rapporto di mescolanza q (misurato in kg/kg) si calcola

$$RH = \frac{qp}{0.622 + 0.378 \cdot q} \frac{100}{E(T)} \quad (2.7)$$

dove $E(T)$ è la pressione di vapore a saturazione calcolata con la formula 2.6.

2.8.4 Rapporto di mescolanza

Il rapporto di mescolanza (Kg/Kg) ad una data pressione p (hPa), umidità relativa RH e temperatura T (K) è calcolato

$$q = \frac{0.622e}{p - 0.378e} \quad (2.8)$$

dove e è la pressione di vapore locale che viene calcolata conoscendo l'umidità relativa e la pressione di vapore a saturazione $E(T)$

$$e = \frac{E(T) \cdot RH}{100} \quad (2.9)$$

2.8.5 Temperatura di rugiada

La temperatura di rugiada di uno strato d'aria a temperatura T , pressione di vapore a saturazione $E(T)$ e umidità relativa RH è calcolata attraverso la seguente formula empirica

$$T_d = \frac{243.5 \cdot a - 440.8}{19.48 - a} + 273.15 \quad (2.10)$$

dove a è

$$a = \ln \left(\frac{E(T) \cdot RH}{100} \right) \quad (2.11)$$

2.8.6 Livello di condensazione forzata

Per poter calcolare il livello di condensazione forzata si prende in considerazione una particella d'aria a contatto col suolo, le cui variabili sono definite come la media tra le temperature e le umidità nei primi 100 hPa dal suolo (T_{sfc} , q_{sfc}) e la pressione è quella superficiale (p_{sfc}). Il calcolo della temperatura del livello di condensazione forzata viene svolto attraverso la seguente formula empirica

$$T_{lift} = \frac{1}{\frac{1}{T_{sfc}-55} - \frac{\ln(RH_{sfc}/100)}{2840}} \quad (2.12)$$

dove RH_{sfc} è calcolato usando le variabili T_{sfc} , q_{sfc} e p_{sfc} come descritto nella sezione (3.4.3) La pressione del livello di condensazione forzata è calcolata in accordo con la definizione di gradiente adiabatico

$$p_{lift} = \frac{p_{sfc}}{\left(\frac{T_{sfc}}{T_{lift}}\right)^{\frac{R}{c_p}}} \quad (2.13)$$

dove R e c_p sono così definiti

$$R = (1 + 0.608 \cdot q_{sfc}) \cdot 287.04 \quad (2.14)$$

$$c_p = (1 + 0.887 \cdot q_{sfc}) \cdot 1005.7 \quad (2.15)$$

si noti che non utilizzando la temperatura virtuale il valore di R dipende dall'umidità

2.8.7 Temperatura potenziale equivalente

Per calcolare la temperatura potenziale equivalente di una particella d'aria a pressione p , temperatura T e umidità q , al posto della formula (1.28) viene utilizzata la seguente formula empirica

$$\theta_e = \theta_{exp} \left(\left(\frac{3.376}{T_{lift}} - 0.00254 \right) \cdot 1000 \cdot q \cdot (1 + 0.81 \cdot q) \right) \quad (2.16)$$

dove θ è la temperatura potenziale calcolata in accordo con la (1.18)

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p_{sfc}} \right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (2.17)$$

2.9 Calcolo degli indici

2.9.1 LI

Per calcolare il lifted index è necessario prima conoscere la temperatura ambientale a 500 hPa, questa viene interpolata logicamente dalle temperature ai livelli di pressione noti vicini. Viene poi calcolata la pressione di condensazione forzata attraverso la formula 2.12. Se la pressione di condensazione forzata è minore di 500 hPa la temperatura della particella sollevata (T^{lifted}) viene calcolata seguendo il profilo adiabatico usando la temperatura della particella d'aria superficiale (le cui variabili termodinamiche sono state definite nel paragrafo 2.8.6).

$$T^{lift} = T_{sfc} \left(\frac{500}{p_{sfc}} \right)^{R/c_p} \quad (2.18)$$

Nel caso molto più frequente in cui la pressione di condensazione forzata sia maggiore di 500 hPa bisognerebbe seguire il profilo adiabatico secco tra la pressione superficiale e quella di condensazione forzata, e poi il profilo adiabatico saturo fino a 500 hPa. Invece di fare ciò si utilizza il seguente procedimento empirico. Per prima cosa si calcola la temperatura potenziale equivalente della particella superficiale usando la formula (2.13), dopodiché viene sollevata seguendo l'adiabatica saturo fino a 500 hPa, definendo così la grandezza T1

$$T1 = \frac{\theta_e}{\left(\frac{1000}{500} \right)^{R_{dry}/c_{p,dry}}} \quad (2.19)$$

Dove R_{dry} e $c_{p,dry}$ sono la costante dei gas e il calore specifico calcolati secondo le equazioni (2.12) e (2.13) ponendo $q = 0$ Viene poi calcolata la grandezza t

$$t = T1 - 293.16 \quad (2.20)$$

e il polinomio di terzo grado P

$$P = 1 + c_1 t + c_2 t^2 + c_3 t^3 \quad (2.21)$$

dove le costanti c_1 , c_2 e c_3 dipendono dal segno di t

	c_1	c_2	c_3
$t < 0$	-8.8417	+1.4714	-9.6720
$t > 0$	+3.6183	-1.3603	+4.9619

Nel caso in cui $t < 0$ viene definita la grandezza T2 come

$$T2 = \frac{15.13}{P^4} \quad (2.22)$$

Nel caso in cui $t \geq 0$ T2 diventa

$$T2 = \frac{29.93}{P^4} + 0.96 \cdot t - 14.8 \quad (2.23)$$

La differenza tra T1 e T2 è la temperatura di una particella sollevata a 500 hPa nel caso in cui il livello di condensazione forzata fosse superiore a 500 hPa.

$$T^{lifted} = T1 - T2 \quad (2.24)$$

Conoscendo quindi la temperatura ambientale e la temperatura della particella, entrambi a 500 hPa è possibile calcolare il lifted index attraverso la sua definizione descritta dalla formula (1.33).

2.9.2 K-index

Per il calcolo del K index è necessario conoscere le temperature a 850, 700 e 500 hPa, le quali vengono interpolate logaritmicamente dai livelli di pressione noti adiacenti. Sono necessarie inoltre le temperature di rugiada a 850 e 700 hPa, calcolate usando la formula (2.9) in cui le temperature e umidità usate vengono interpolate dai livelli di pressione vicini in modo logaritmico le temperature e lineari le umidità. Una volta che tutte le temperature e temperature di rugiada sono note si procede col calcolo diretto dell'indice, formula (1.34). Poiché le temperature sono espresse in Kelvin mentre il K index viene solitamente espresso in °C, al risultato viene sottratto 273.15. Se la pressione superficiale è inferiore a 850 hPa il K index non è definito. Il valore così trovato viene compresso nel file di output solo se il valore è compreso tra -30 e 70 °C.

2.9.3 KO

Per il calcolo del KO index sono necessarie le temperature potenziali equivalenti alle pressioni di 500, 700, 850 e 1000 hPa, queste vengono calcolate utilizzando l'equazione (2.15) in cui le temperature e umidità usate vengono interpolate dai livelli di pressione vicini in modo logaritmico le temperature e lineari le umidità. Una volta che i valori sono calcolati si procede al calcolo del KO secondo la definizione dell'indice, formula 1.35.

2.9.4 Maximum buoyancy

La temperatura potenziale equivalente massima tra la superficie e 850 hPa si ottiene calcolando la temperatura potenziale equivalente (formula 2.15) alla superficie e a 850 hPa interpolando le temperature logaritmicamente da quelle vicine e le umidità linearmente. I valori della temperatura potenziale equivalente compresi tra la superficie e 850 hPa sono calcolati ai livelli di pressione noti. Lo stesso processo viene eseguito per le

temperature potenziali equivalenti comprese tra 700 e 300 hPa, interpolando gli estremi dai valori vicini e calcolando i valori interni alle pressioni note. Il valore più alto così ottenuto tra la superficie e 850 hPa è θ_e^{max} mentre il valore più basso tra quelli calcolati tra 700 e 300 hPa è θ_e^{min} , la loro differenza è il maximum buoyancy come mostrato dalla formula (1.36).

Capitolo 3

Uso degli Indici di stabilità per analisi di eventi di precipitazione intensa

In questo capitolo verranno utilizzati gli indici di stabilità descritti nei capitoli precedenti per analizzare fenomeni di precipitazioni intense che si sono verificati in Emilia-Romagna nell'estate del 2018. Inizialmente verrà descritto dove sono stati reperiti i dati e attraverso quali software sono stati elaborati. Si prosegue poi con l'analisi degli eventi che hanno coinvolto la regione il 20 luglio e il 13 agosto. Si confrontano poi i valori degli indici satellitari alle precipitazioni su due stazioni meteorologiche il 14 luglio e l'8 agosto. Si confrontano quindi i valori massimi degli indici con l'intensità e il volume delle precipitazioni in cerca di una possibile correlazione.

3.1 Elaborazione dati

Le immagini satellitari utilizzate in questo capitolo sono state reperite dal data centre di EUMETSAT e appartengono al prodotto "Global Instability Index". I dati vengono forniti al pubblico in formato BUFR (Binary Universal Form for the Representation of meteorological data), sono poi stati decodificati attraverso il pacchetto software ecCodes sviluppato dal ECMWF. L'elaborazione delle immagini è stata eseguita attraverso il programma Metview sviluppato anch'esso dal ECMWF, mentre per i grafici è stato utilizzato il pacchetto software ROOT sviluppato dal CERN. I dati delle precipitazioni sono stati reperiti dal sistema di distribuzione dati del servizio IdroMeteoClima dell'ARPAE Emilia-Romagna, mentre le mappe di riflettività dei radar sono prese dai rapporti di eventi meteorologici sempre del servizio IdroMeteoClima.

3.2 20 luglio 2018

Nella mattina del 20 luglio alle ore 6:00 UTC i prodotti satellitari mostrano una situazione di instabilità su tutta la parte pianeggiante della regione, con un massimo al confine tra il Veneto e la provincia di Ferrara (figura 3.1). Nelle ore successive l'instabilità va

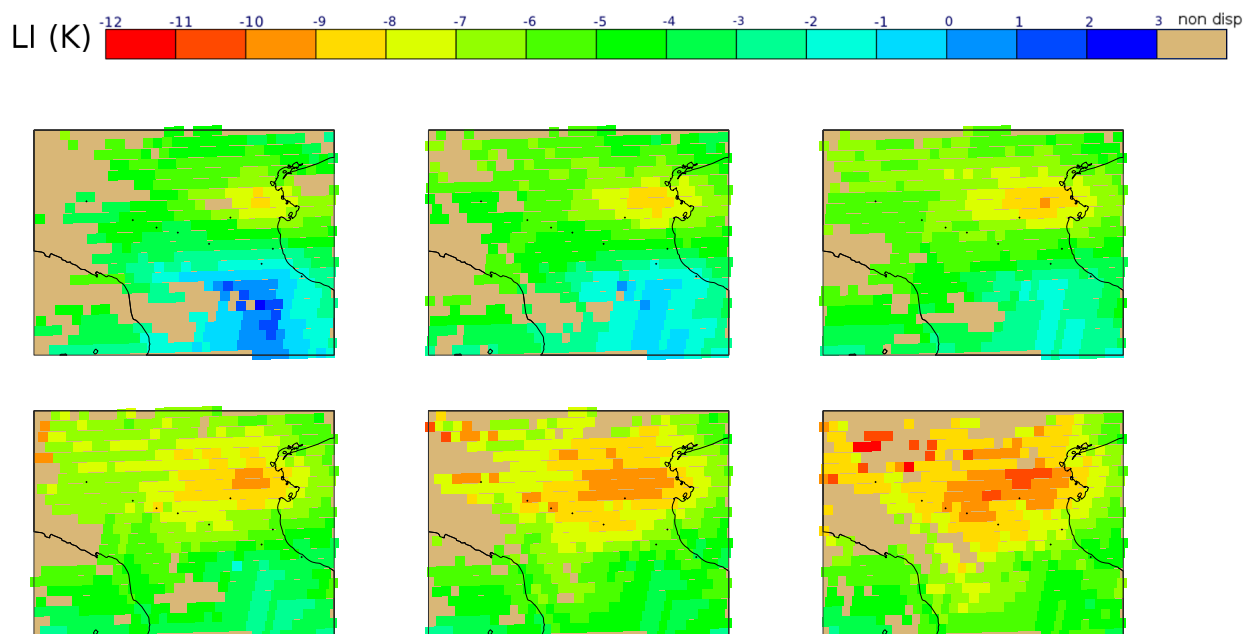


Figura 3.1: Mappe del Lifted Index prodotto dai dati di SEVIRI a intervalli di un'ora dalle 06:00 alle 11:00 UTC, dove i dati non sono disponibili è presente copertura nuvolosa

aumentando fino alle 12:00 UTC quando il Lifted Index raggiunge il minimo a -12 sulla pianura modenese, dall'immagine satellitare si nota inoltre copertura nuvolosa sul Veneto e sugli appennini (figura 3.2).

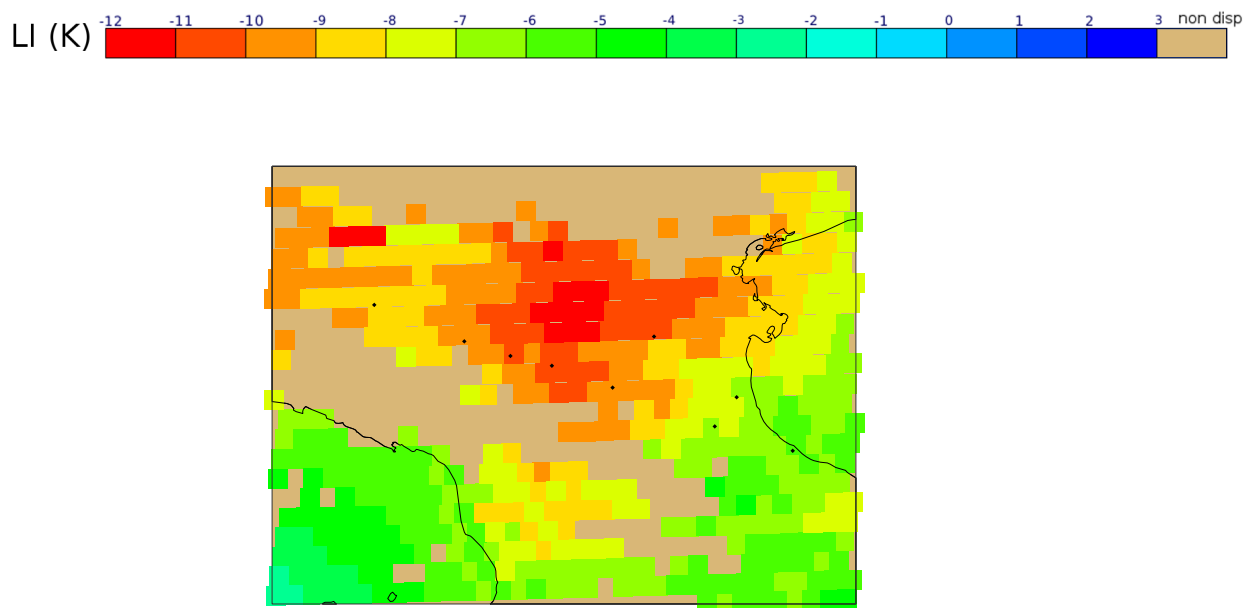


Figura 3.2: Mappa del Lifted Index prodotto dai dati di SEVIRI alle 12:00 UTC

Alle 13:00 UTC iniziamo ad assistere a fenomeni convettivi sulla città di Bologna che vanno aumentando fino a coinvolgere le province di Ferrara e Ravenna alle 15:00 UTC e l'intera pianura alle 18:00 UTC (figura 3.3).

Le precipitazioni provocate dal nucleo convettivo instaurato tra Bologna e Ferrara iniziano alle 15:20, raggiungono un primo massimo alle ore 16:35 UTC sulla provincia di Ferrara e un secondo massimo tra le 16:45 e le 17:00 sulla provincia di Bologna (figura 3.4).

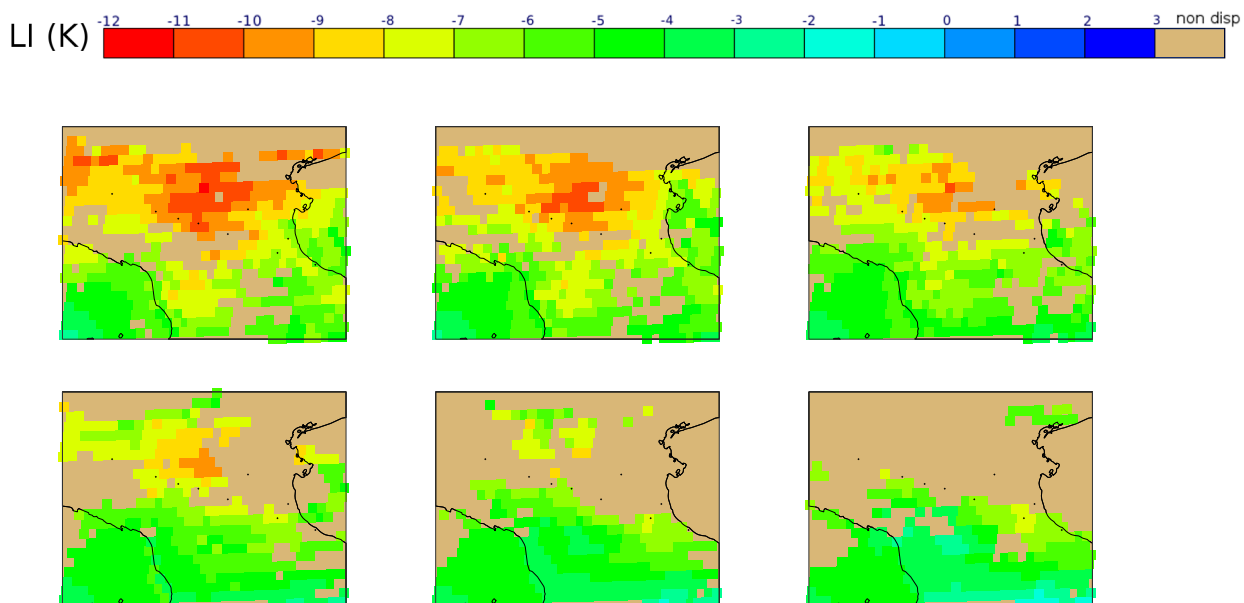


Figura 3.3: Mappe del Lifted Index prodotto dai dati di SEVIRI a intervalli di un'ora dalle 12:00 alle 17:00 UTC

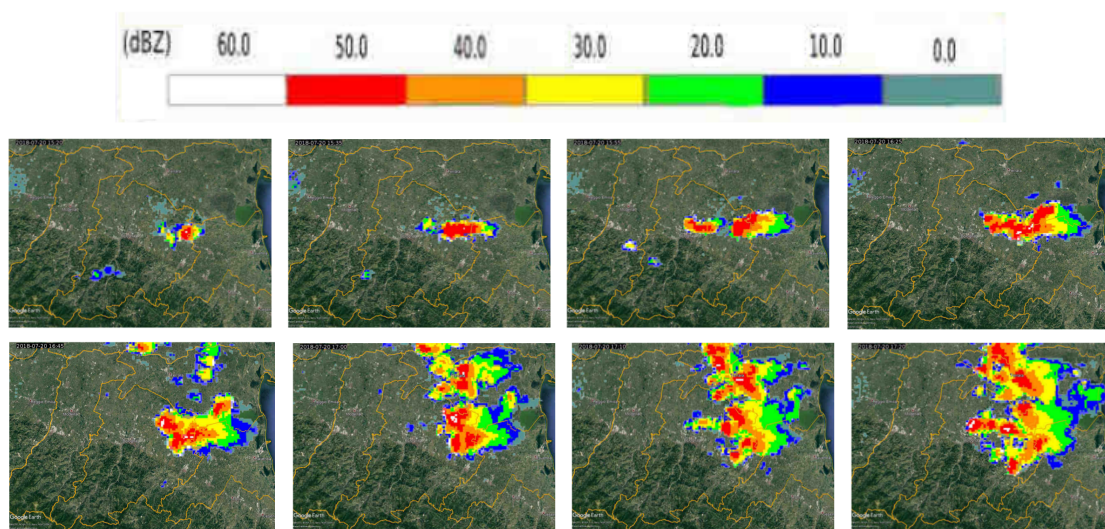


Figura 3.4: Mappe di riflettività misurate dalla rete radar dell'arpae rispettivamente alle 15:20, 15:35, 15:55, 16:25, 16:45, 17:00, 17:10 e 17:20 UTC. (Arpae Emilia-Romagna Servizio Idro-Meteo-Clima, Rapporto dell'evento meteorologico dal 20 al 23 luglio 2018)

Dalla precedente sequenza di immagini satellitari (figure 3.2 e 3.3) si osservano due massimi di instabilità tra le ore 12:00 UTC e le 13:00 UTC a nord di Piacenza che

porteranno a precipitazioni alle 17:50 UTC.

Osservando i valori dei vari indici di stabilità prodotti da MSG alle coordinate Lat 44.6086, Long 11.7343 si osserva un aumento dell'instabilità che da una situazione di leggera instabilità alle ore 00:00 UTC va aumentando fino a raggiungere il massimo tra le 11:00 UTC e le 12:00 UTC a seconda degli indici (figura 3.4). Dalle ore 14:45 i dati non sono più disponibili, sintomo che si è verificata convezione e la copertura nuvolosa impedisce le misure satellitari.

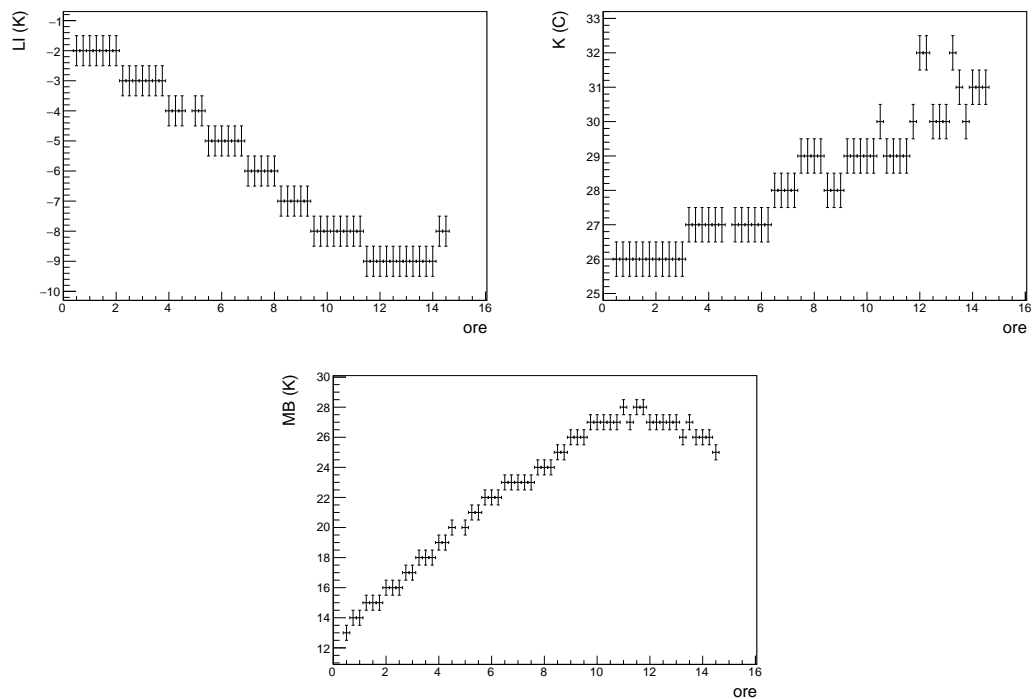


Figura 3.5: Evoluzione temporale degli indici di instabilità prodotti da MSG nella giornata del 20 luglio 2018 alle coordinate Lat 44.6086, Long 11.7343

Prendendo le precipitazioni cumulate su un quarto d'ora misurate della stazione di Sant'Antonio (Lat 44.568614 Long 11.732702) frazione di Medicina (BO) si osserva che le precipitazioni iniziano tra le 15:30 e le 15:45 UTC circa un'ora dopo la formazione delle nubi (tabella 3.1). Nella mezz'ora tra le 15:45 e le 16:15 le precipitazioni hanno raggiunto un valore massimo di 30.2 Kg/m^2 , tali precipitazioni intense hanno creato ingenti danni alle coltivazioni nei comuni di Medicina, Molinella e nella campagna imolese.

inizio validità (UTC)	fine validità (UTC)	valore (kg/m^2)
15:30:00	15:45:00	3.8
15:45:00	16:00:00	12.8
16:00:00	16:15:00	17.4
16:15:00	16:30:00	2.6
16:30:00	16:45:00	3.2
16:45:00	17:00:00	3.0
17:00:00	17:15:00	3.6
17:15:00	17:30:00	1.0
17:30:00	17:45:00	1.2
17:45:00	18:00:00	0.6
18:00:00	18:15:00	0.4

Tabella 3.1: Precipitazioni stazione meteorologica di Sant'Antonio, Medicina (BO)

L'evento meteorologico è poi continuato per i tre giorni successivi in cui precipitazioni e grandinate hanno interessato molte aree della regione, a causa della copertura nuvolosa però i prodotti satellitari disponibili sono limitati a piccole regioni per brevi intervalli di tempo rendendo quindi difficile un'analisi basata su di essi.

3.3 13 agosto 2018

Alle 6:00 UTC del 13 agosto 2018 il lifted index mostra un minimo al confine tra la provincia di Ferrara e il Veneto, minimo che si va intensificando nelle ore successive fino all'instaurarsi di moti convettivi sulla provincia di Ferrara tra le 10:00 e le 11:00 UTC (vedi figura 3.6).

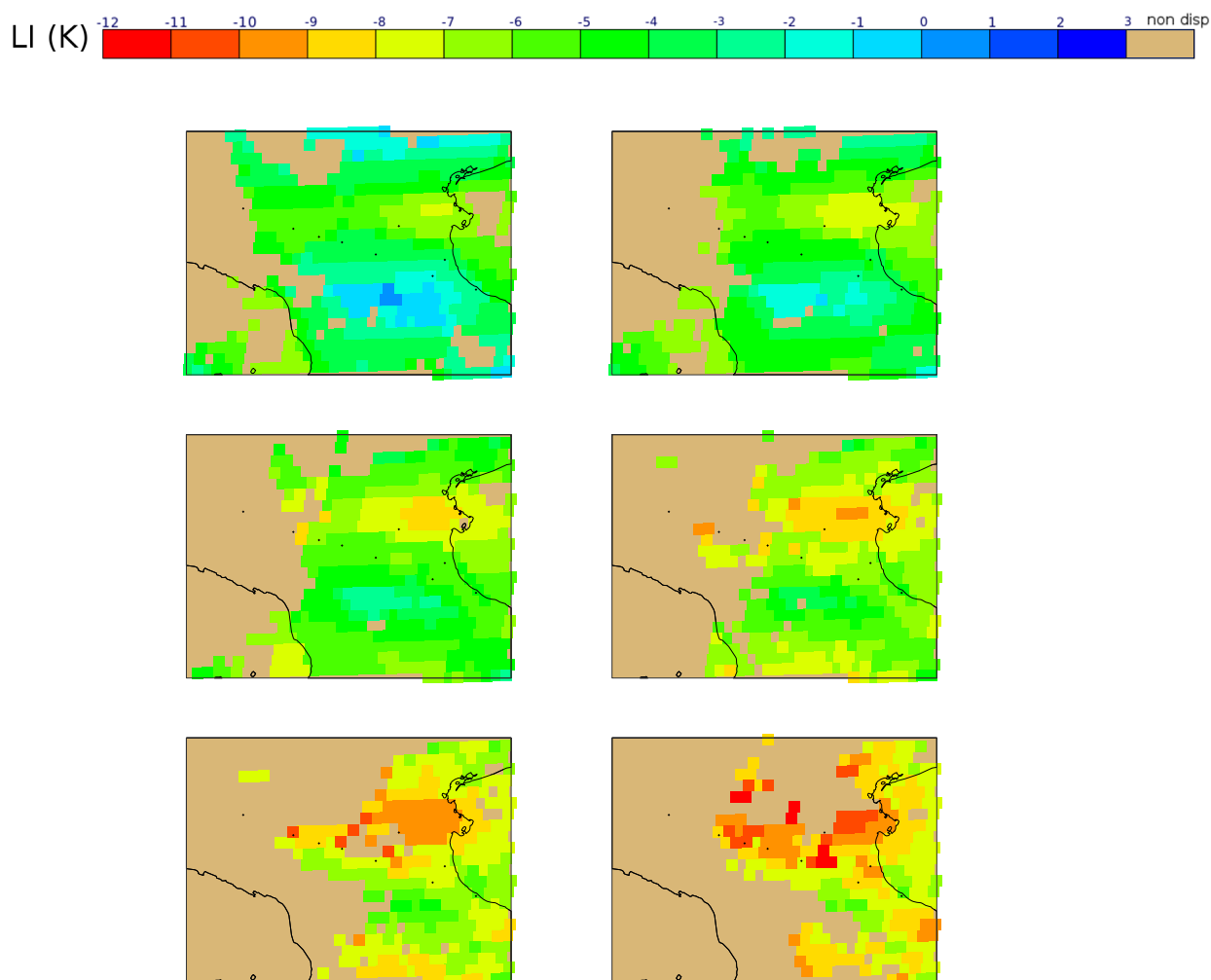


Figura 3.6: Mappe del Lifted Index prodotto dai dati di SEVIRI a intervalli di un'ora dalle 06:00 alle 11:00 UTC

I sistemi convettivi così formati provocano precipitazioni al confine tra la provincia di Bologna e Ferrara che iniziano alle 14:00 UTC per poi spostarsi verso nord e provocare intense precipitazioni sulla provincia di Ferrara fino al Veneto (vedi figura 3.7).

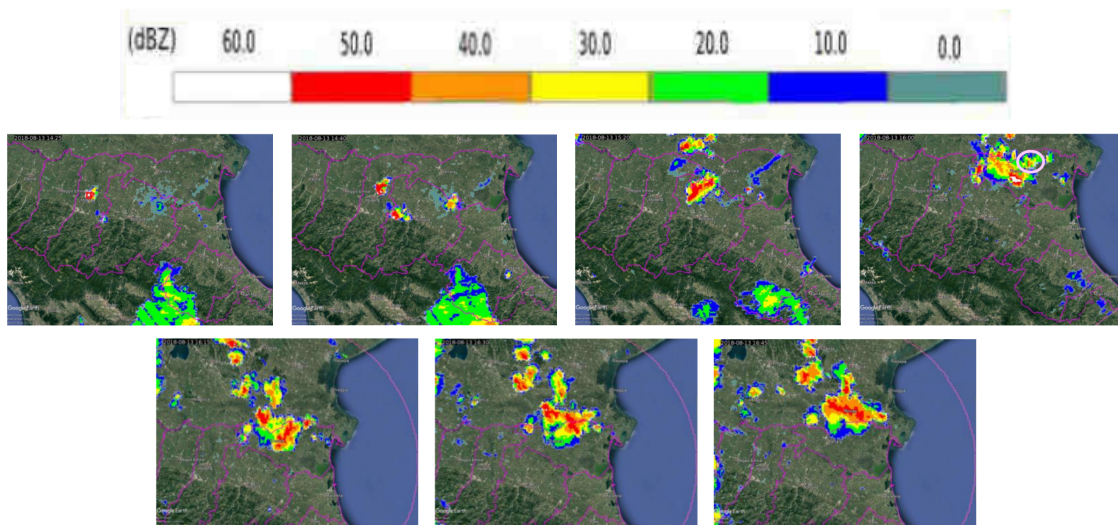


Figura 3.7: Mappe di riflettività misurate dalla rete radar dell'arpae rispettivamente alle 14:25, 14:40, 15:20, 16:00, 16:15, 16:30 e 16:45 UTC. (Arpae Emilia-Romagna Servizio Idro-Meteo-Clima, Rapporto dell'evento meteorologico dal 13 al 15 agosto 2018)

Osservando l'evoluzione dei valori degli indici alle coordinate Lat 44.886, Long 11.7984 (vedi figura 3.8) si osserva un aumento fino al raggiungimento del massimo di instabilità tra le 10:00 e le 11:00 UTC per poi avere un leggero calo probabilmente dovuto all'inizio della convezione e quindi alla condensazione delle prime masse d'acqua che impediscono la produzione degli indici di stabilità. Si discosta il K-index che registra un continuo aumento dell'instabilità fino all'instaurarsi definitivo della copertura nuvolosa alle 15:00 UTC.

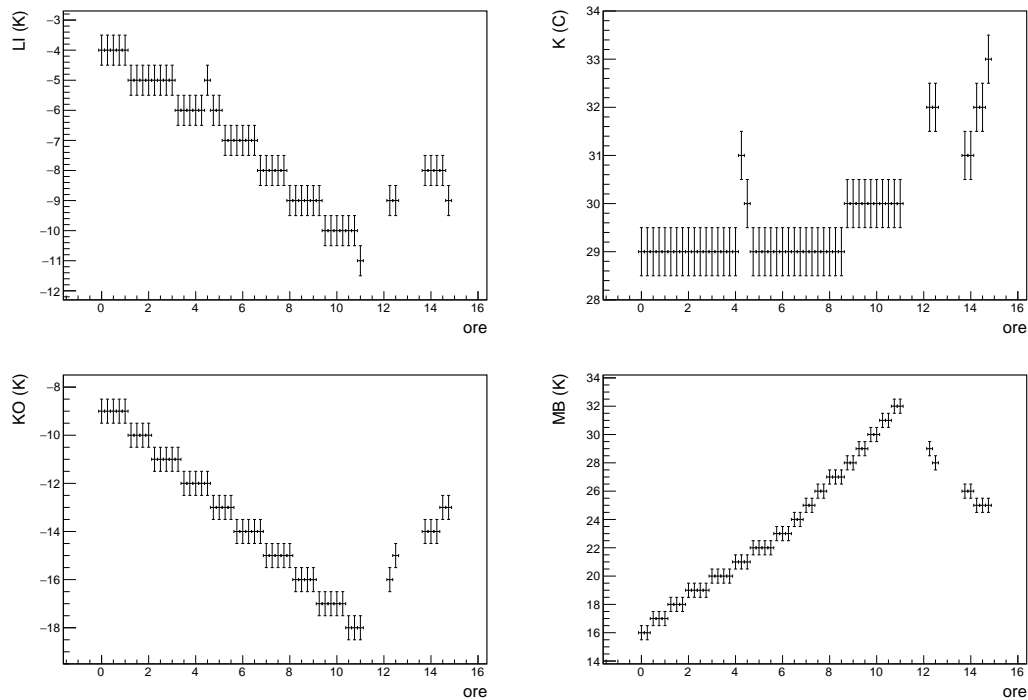


Figura 3.8: Evoluzione temporale degli indici di instabilità prodotti da MSG nella giornata del 13 agosto 2018 alle coordinate Lat 44.886, Long 11.7984

Confrontando tali dati con le precipitazioni misurate dalla stazione di Copparo (FE) posta alle coordinate Lat 44.916303, Long 11.821301 (vedi tabella 3.2) si osserva che le precipitazioni iniziano alle 16:00 UTC, e raggiungono un massimo molto intenso tra le 16:15 e le 16:30 UTC in cui scendono 30.8 kg/m^2 d'acqua in un quarto d'ora.

inizio validità (UTC)	fine validità (UTC)	valore (kg/m^2)
16:00:00	16:15:00	11.4
16:15:00	16:30:00	30.8
16:30:00	16:45:00	1.4
16:45:00	17:00:00	0.2

Tabella 3.2: Precipitazioni stazione meteorologica di Copparo (FE)

3.4 Confronto tra indici di stabilità e precipitazioni misurate

Oltre a quelli precedentemente trattati, altri eventi di precipitazioni intense hanno interessato l'Emilia-Romagna nell'estate del 2018. Tra il 14 e il 15 luglio intense precipitazioni e grandinate hanno coinvolto l'appennino emiliano provocando allagamenti in provincia di Parma, e nel giorno successivo le piogge hanno coinvolto l'intera regione accompagnate da violenti raffiche di vento che hanno provocato danni nelle province di Bologna, Modena e Parma.

inizio validità (UTC)	fine validità (UTC)	valore (kg/m^2)
16:30:00	16:45:00	1.2
16:45:00	17:00:00	43.0
17:00:00	17:15:00	11.0
17:15:00	17:30:00	3.4
17:30:00	17:45:00	5.8
17:45:00	18:00:00	4.4
18:00:00	18:15:00	2.0
18:15:00	18:30:00	0.0
18:30:00	18:45:00	1.4

Tabella 3.3: Precipitazioni stazione meteorologica di Bardi (PR)

La stazione meteorologica di Bardi (Lat 44.633788, Long 9.732836) in provincia di Parma, nella giornata del 14 luglio, ha registrato precipitazioni che hanno raggiunto $43 kg/m^2$ in un quarto d'ora (tabella 3.3). Osservando gli indici di stabilità alle coordinate Lat 44.6886, Long 9.67304 (figura 3.9) si nota un'instabilità crescente durante tutta la mattinata (ad eccezione del K-index che diminuisce dopo le 5:45).

Tra l'8 e il 9 agosto, strutture temporalesche hanno attraversato la regione provocando precipitazioni, grandinate e raffiche di vento. La stazione di Monghidoro (BO), posta alle coordinate Lat 44.225186, Long 11.323643, nella giornata del 8 agosto ha registrato precipitazioni che hanno raggiunto $11.2 kg/m^2$ in un quarto d'ora (tabella 3.4). A causa

inizio validità (UTC)	fine validità (UTC)	valore (kg/m^2)
16:30:00	16:45:00	10.0
16:45:00	17:00:00	11.2
17:00:00	17:15:00	0.4

Tabella 3.4: Precipitazioni stazione meteorologica di Monghidoro (BO)

della copertura nuvolosa gli indici satellitari alle coordinate Lat 44.1858, Long 11.2736 sono disponibili solo dalle 4:45 alle 9:45 UTC, è comunque possibile notare una situazione

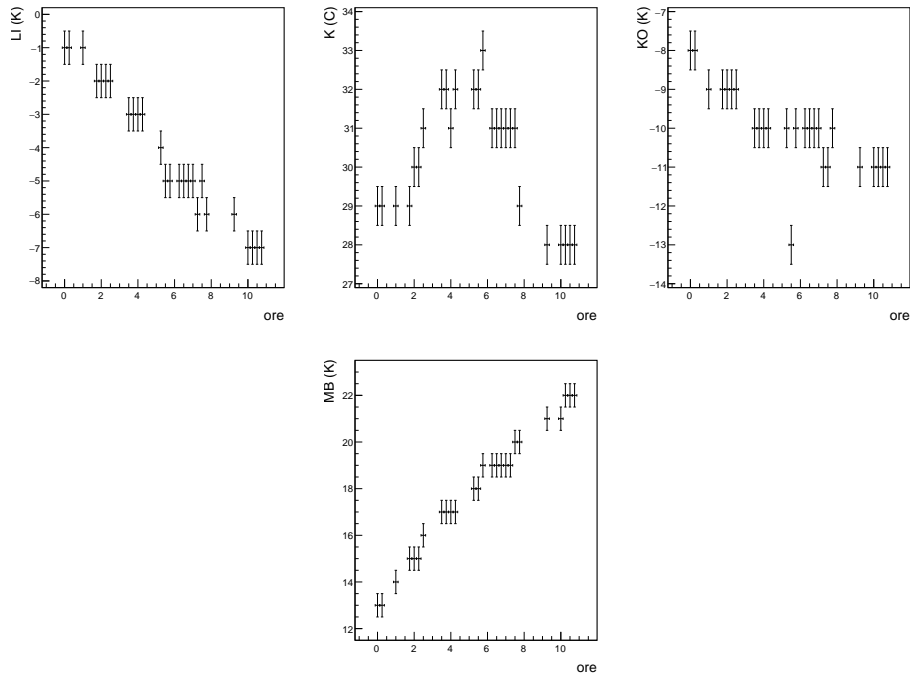


Figura 3.9: Evoluzione temporale degli indici di instabilità prodotti da MSG nella giornata del 14 luglio 2018 alle coordinate Lat 44.6886, Long 9.67304

di alta instabilità (figura 3.10).

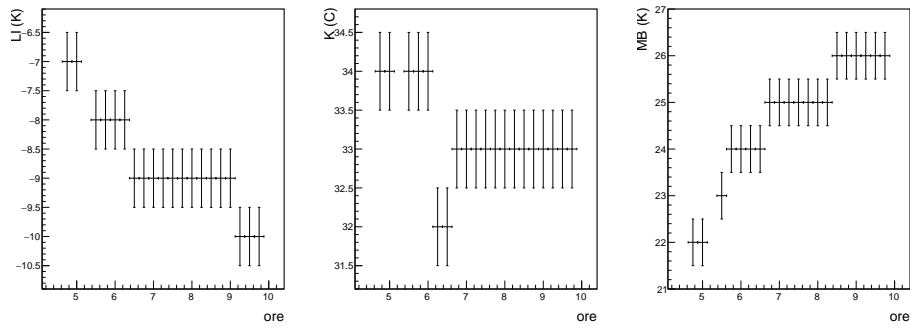


Figura 3.10: Evoluzione temporale degli indici di instabilità prodotti da MSG nella giornata del 8 agosto 2018 alle coordinate Lat 44.1858, Long 11.2736

Sebbene in tutti gli eventi analizzati le precipitazioni fossero precedute dal raggiungimento di valori di alta instabilità degli indici, confrontando i massimi di instabilità raggiunti con le precipitazioni misurate dalle stazioni vicine (tabella 3.5) non si nota una correlazione né con l'intensità massima misurata su di un quarto d'ora né con le precipitazioni

totali dell'evento.

	Bardi	Sant'Antonio	Monghidoro	Copparo
LI (K)	-7	-9	-10	-11
K (°C)	33	32	34	33
KO (K)	-13	non disponibile	non disponibile	-18
MB (K)	22	28	26	32
P_{max}	43.0	17.4	11.2	30.8
P_{tot}	72.2	49.6	21.6	43.8

Tabella 3.5: Valori di maggiore instabilità raggiunti dagli indici, delle precipitazioni massime in un quarto d'ora (P_{max}) e delle precipitazioni totali (P_{tot}) degli eventi analizzati

In particolare l'evento che ha interessato Bardi ha mostrato le precipitazioni maggiori sia per volume complessivo sia per intensità su di un quarto d'ora ma gli indici di stabilità hanno raggiunto valori estremi più moderati rispetto agli altri eventi.

La mancanza di correlazione può esser dovuta al fatto che nelle ore precedenti alla precipitazione non abbiamo informazioni a causa della copertura nuvolosa, inoltre sono stati considerati solo i valori misurati ad una specifica coordinata senza tenere conto dei valori vicini che avrebbero potuto influire sulle precipitazioni. Non possiamo ad esempio prevedere eventuali nubi che si fossero formate a poca distanza per poi spostarsi e provocare precipitazioni nella zona di interesse.

	Bardi	Sant'Antonio	Monghidoro	Copparo
LI (K)	6:30	4:15	3:15	5:15
K (°C)	10:45	3:45	7:45	1:45
KO (K)	11:00	non disponibile	non disponibile	5:45
MB (K)	6:15	4:45	4:00	5:30

Tabella 3.6: Intervallo temporale tra il raggiungimento del valore di massima instabilità e l'inizio della precipitazione, per i vari indici, negli eventi analizzati

Calcolando l'intervallo temporale tra il raggiungimento del massimo di instabilità e l'inizio della precipitazione (tabella 3.6) si osserva che il K e il KO presentano tempi di preavviso molto variabili, mentre il LI e l'MB mostrano intervalli temporali più stabili. In tutti i casi (ad eccezione del K nell'evento che ha interessato Bardi) c'è stato un intervallo temporale tra il raggiungimento dell'indice e l'inizio delle precipitazioni di almeno 3 ore, confermando quindi l'utilità di questi indici nel nowcasting.

Capitolo 4

Conclusioni

In questo lavoro sono stati considerati alcuni indici di stabilità calcolati dai profili di temperatura e umidità ricavati dalle osservazioni del satellite geostazionario europeo. Sono stati scaricati e decodificati i prodotti delle giornate in cui eventi di precipitazioni intense hanno riguardato l'Emilia-Romagna, ed analizzati insieme ai dati di precipitazione misurati da alcune stazioni meteorologiche gestite dall'ARPAE. Dall'analisi si evince che:

- Le mappe del Lifted Index sulla regione mostrano delle aree di massima instabilità in corrispondenza delle zone che successivamente sono state interessate da precipitazioni.
- Poche ore prima dell'inizio della precipitazione i prodotti satellitari non sono più disponibili a causa della copertura nuvolosa, che probabilmente si è formata per convezione a causa dell'alta instabilità.
- I valori estremi raggiunti dagli indici non mostrano correlazione con l'intensità e la quantità delle precipitazioni.
- Gli indici raggiungono i valori estremi alcune ore prima dell'inizio della precipitazione permettendo quindi di fare previsioni a breve termine.

Un approfondimento del presente lavoro potrebbe essere il confronto con i dati ottenuti dai radiosondaggi nei casi di precipitazione.

Bibliografia

- [1] EUMETSAT (2013). *ATBD for the MSG GII/TOZ Product*
- [2] EUMETSAT (2015). *Global Instability Index: Product Guide*
- [3] JHON M. WALLACE, PETER V. HOBBS (2006). *Atmospheric Science, An Introductory Survey, Second Edition*. Accademic Press.
- [4] ARPAE EMILIA-ROMAGNA SERVIZIO IDRO-METEO-CLIMA (2018). *Rapporto dell'evento meteorologico dell'8 e 9 agosto 2018*
- [5] ARPAE EMILIA-ROMAGNA SERVIZIO IDRO-METEO-CLIMA (2018). *Rapporto dell'evento meteorologico dal 13 al 15 agosto 2018*
- [6] ARPAE EMILIA-ROMAGNA SERVIZIO IDRO-METEO-CLIMA (2018). *Rapporto dell'evento meteorologico del 14 e del 15 luglio 2018*
- [7] ARPAE EMILIA-ROMAGNA SERVIZIO IDRO-METEO-CLIMA (2018). *Rapporto dell'evento meteorologico dal 20 al 23 luglio 2018*
- [8] MARIANNE KÖNIG (2008). *Derived Instability Information, The Meteosat Global Instability Indices Product (GII)*. EUMETSAT.

Ringraziamenti

Si ringrazia EUMETSAT per aver fornito i prodotti satellitari e il servizio Dext3r dell'Arpa Emilia-Romagna per i dati dei pluviometri.

Un ringraziamento speciale va poi ai professori Rizzi e Porcù per avermi guidato nella creazione di questa tesi e per la loro disponibilità.