

ALMA MATER STUDIORUM · UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

Scuola di Scienze
Corso di Laurea Magistrale in Fisica

**PREVISIONE DI TEMPORALI
TRAMITE INDICI DI INSTABILITÀ ED
ALBERI DECISIONALI**

Relatore:
Prof. Ennio Tosi

Presentata da:
Paolo Bellantone

Correlatori:
Andrea Selvini
Paolo Patruno

Sessione I
Anno Accademico 2013/2014

Sommario

La previsione dei temporali rappresenta una delle operazioni più impegnative e complesse per chi svolge il mestiere di meteorologo, soprattutto se effettuata con molte ore di anticipo rispetto all'evento; ciò è riconducibile alla molteplicità di parametri da cui questi fenomeni dipendono ed all'incertezza che si riscontra nella simulazione degli indici di instabilità.

In questo elaborato viene presentata ed approfondita una tecnica di elaborazione dei dati provenienti da radiosondaggi previsti, con lo scopo di migliorare la previsione dei temporali relativa al giorno successivo. Nel 1987 Colquhoun elaborò un albero decisionale per la previsione di temporali in Australia, basato sul superamento di soglie degli indici di instabilità. Qui di seguito, si propone di testare la validità dello stesso schema decisionale alla previsione di temporali in Pianura Padana ed in particolare in Emilia Romagna, procedendo ad un confronto tra gli eventi previsti ed i fenomeni osservati; la previsione si basa sull'output dell'albero decisionale utilizzando gli indici di instabilità previsti dai LAM COSMO-I7 e COSMO-I2 nel periodo +24/+48 ore, mentre l'osservazione dei temporali viene ricavata tramite consultazione quotidiana di METAR, SYNOP, SYREP, e mappe di fulminazioni relative al quadriennio 2010-2013.

L'indice assunto per valutare l'affidabilità delle previsioni fornite è il Threat Score che presenta due limiti fondamentali: la dipendenza dal numero di eventi e l'incapacità di differenziare i falsi allarmi dai mancati allarmi. Ciò nonostante, questo indice rappresenta il miglior modo per ricavare una informazione complessiva e definire se la previsione fornita corrisponde ad una buona previsione.

Lo stesso test viene effettuato sull'albero decisionale in uso presso la sala operativa di ARPA-SIM e dal confronto con l'albero di Colquhoun si deducono i limiti legati alla modellistica numerica che fornisce i dati in input.

Infine il test sui parametri termodinamici previsti dai modelli COSMO-I2 e COSMO-I7 dimostra gli errori commessi sulla previsione a +24 e +36 ore dalle simulazioni.

Questo lavoro si pone all'interno di un progetto più ampio di verifica della modellistica numerica sviluppata dal consorzio COSMO, al quale l'Italia aderisce attraverso la collaborazione di ARPA Emilia Romagna, ARPA Piemonte ed Aeronautica Militare. In particolare sono sottoposte a test le performances dei due modelli LAM sviluppati completamente in Italia ed utilizzati anche dal Dipartimento della protezione civile nazionale.

Indice

Introduzione	9
1 Termodinamica dell'atmosfera	12
2 Instabilità atmosferica ed i suoi indicatori	17
2.1 Il concetto di instabilità applicato all'atmosfera	17
2.2 Fattori d'innescio dell'instabilità	21
2.3 Livelli di riferimento del radiosondaggio	23
2.4 Indici di instabilità	25
3 Alberi decisionali	33
3.1 L'albero decisionale di Colquhoun	33
3.2 Applicazione dell'albero decisionale di Colquhoun alle previsioni della Val Padana	38
3.2.1 Metodo di analisi	38
3.2.2 Indici statistici di qualità delle previsioni	44
3.2.3 Valutazione delle previsioni di temporali in Val Padana tramite Threat Score	46
3.3 Risultati in letteratura	55
3.3.1 Previsione di temporali in USA	55
3.3.2 Previsione di temporali in Australia	59
3.4 Previsione di temporali in ARPA Emilia Romagna	67
4 I modelli	79
4.1 Modelli ad area limitata	79
4.1.1 Caratteristiche tecniche COSMO-I7	81
4.1.2 Caratteristiche tecniche COSMO-I2	81
4.2 Valutazione delle performances dei modelli	83
Conclusioni	90
Appendice A	94

Appendice B	95
Acronimi	97
Bibliografia	100

Elenco delle figure

1.1	Stratificazione verticale dell'atmosfera terrestre con la variazione di temperatura, pressione e densità dell'aria. [4]	12
2.1	Schema rappresentativo dell'equilibrio di una sfera.	17
2.2	Equilibrio di una particella in atmosfera in base alla temperatura.	18
2.3	Profilo di temperatura per una atmosfera "assolutamente stabile": la linea verde rappresenta il lapse rate di una particella secca, quella rossa il lapse rate di una particella satura, mentre la linea nera indica la temperatura ambientale.	19
2.4	Profilo di temperatura per un'atmosfera "assolutamente instabile": la linea verde indica il profilo adiabatico secco, quella rossa il profilo adiabatico saturo, la linea nera traccia il lapse rate ambientale.	19
2.5	Profilo di temperatura per un'atmosfera "condizionatamente instabile": in verde il profilo di temperatura adiabatico secco, in rosso quello saturo ed in nero il lapse rate ambientale.	20
2.6	Variazione della stabilità atmosferica con la quota seguendo il profilo verticale della temperatura: nei primi 4 km di atmosfera la particella ha un lapse rate verticale maggiore di quello ambientale e ne deriva una condizione di stabilità, tra i 4 ed i 9 km di altezza la particella si raffredda più lentamente con la quota rispetto al profilo ambientale e lo strato viene definito instabile.	20
2.7	Jet streak e aree di convergenza / divergenza. [65]	22
2.8	Schematizzazione di un fronte caldo.	22
2.9	Schematizzazione di un fronte freddo.	23
2.10	Livelli del radiosondaggio: la linea tratteggiata indica la temperatura di dew point, quella continua fine l'adiabatica satura, la linea continua in grassetto è il profilo verticale della temperatura atmosferica.	25
2.11	CAPE e CIN posti in evidenza all'interno di un radiosondaggio.	25
3.1	Albero decisionale dei temporali. [J.R. Colquhoun 1987]. LI (lifted Index), TS (thunderstorm), LFC (level of free convection), DALR (dry adiabatic lapse rate).	35

3.2	Mappa delle stazioni che effettuano METAR (METeorological Aerodrome Report) e/o TAF (Terminal Aerodrome Forecast). I simboli verdi indicano stazioni meteorologiche che effettuano solamente osservazioni; i simboli gialli rappresentano aeroporti che effettuano sia osservazioni del tempo in atto che previsioni terminali d'aeroporto. L'aggiornamento delle osservazioni è effettuato in funzione delle peculiarità dell'osservatorio di interesse mentre la validità delle previsioni è di 9 ore con emissione a cadenza trioraria oppure di 18/24 ore con emissione a cadenza esararia in funzione dell'attività aeroportuale. [44]	40
3.3	Rappresentazione grafica dei METAR nel Nord Italia.	42
3.4	Mappa delle fulminazioni registrate in 24h nel Nord Italia relative al 05 maggio 2013. [72]	43
3.5	Temporali orografici in Emilia Romagna per ingresso di aria fredda da NE. [74]	50
3.6	Divisione in cinque macrosettori dell'Emilia Romagna e località scelte come riferimento puntuale per i modelli.	52
3.7	Definizione geografica dei cinque macrosettori; la suddivisione è stata effettuata sulla base dei confini provinciali e della orografia regionale. . .	52
3.8	Smoothing orografico dei modelli: in quelli ad alta risoluzione (figura sopra) vengono risolte le variazioni di quota anche su brevi distanze, mentre in quelli a bassa risoluzione (figura sotto) le catene montuose vengono rappresentate come altipiani la cui quota è ricavata come altezza media della catena.	53
3.9	Regioni dell'Australia	59
3.10	Immagine satellitare relativa al pomeriggio del 29 settembre 1996 sull'Australia sud-orientale.	60
3.11	Aree in cui sono previsti temporali (a), temporali intensi (b), temporali supercella (c), temporali con tornado (d) usando l'albero decisionale di Colquhoun basato su dati forniti dalla previsione a 18 ore di LAPS alle 5 UTC del 29 settembre 1996. (Y temporale, . non temporale).	61
3.12	Immagine satellitare IR sull'Australia riferita al pomeriggio del 17 novembre 1996. (a) 0232, (b) 0502, (c) 0832 UTC.	62
3.13	Aree in cui sono previsti temporali-temporali intensi a 15 ore (a)-(b), a 18 ore (c)-(d) ed a 21 ore (e)-(f) usando l'albero decisionale di Colquhoun basato sull'uscita di LAPS NWP model, valido negli orari di figura 3.12 (Y temporale, . non temporale).	63
3.14	Aree in cui sono previsti temporali (a), temporali intensi (b) e temporali con alluvioni lampo (c) basati sull'uscita del modello LAPS 18h valido per le 0500 UTC del 14 gennaio 1997. (Y temporale, . non temporale). . . .	65
3.15	Immagine da satellite delle 0501 UTC del 14 gennaio 1997.	66

3.16	Albero decisionale utilizzato in sala operativa ARPA ER per la probabilità di temporali forti; i valori indicati rappresentano le soglie decisionali relative ad ogni indice di instabilità.	68
3.17	Albero decisionale utilizzato in sala operativa ARPA ER per la probabilità di raffiche intense e soglie decisionali relative agli indici in uso per il campo di vento.	69
3.18	Mappa del CAPE previsto secondo COSMO-I2 a +33 ore.	70
3.19	Mappa del CAPE previsto secondo COSMO-I7 a +33 ore.	70
3.20	Mappa del CAPE previsto secondo ECMWF a +33 ore.	71
3.21	Esempio di previsione a +9 ore da COSMOI2: il modello è capace di prevedere supercelle e di sviluppare alcuni significativi mesocicloni. A sinistra è rappresentata la riflettività del radar, al centro l'indice SDI^2 , a destra la velocità verticale. I vettori indicativi del campo di vento evidenziano una rotazione antioraria (ciclonica) attorno all'updraft.	72
3.22	Mappa K index previsto da COSMO-I7.	73
3.23	Mappa K index previsto da ECMWF.	73
3.24	Radiosondaggio +30 ore previsto su Rimini da COSMO-I2.	74
3.25	Radiosondaggio +30 ore previsto su Rimini da COSMO-I7.	75
4.1	Schema di rappresentazione della catena operativa tra i modelli a scala globale e ad area limitata (<i>nesting</i>).	80
4.2	Schema di Tiedtke per la parametrizzazione della convezione	82
4.3	Tabella degli errori commessi da COSMO-I7 nella previsione di alcuni parametri dell'atmosfera per le 24 ore successive.	85
4.4	Tabella degli errori commessi da COSMO-I2 nella previsione di alcuni parametri dell'atmosfera per le 24 ore successive.	85
4.5	Tabella degli errori commessi da COSMO-I7 nella previsione di alcuni parametri dell'atmosfera per le 36 ore successive.	87
4.6	Tabella degli errori commessi da COSMO-I2 nella previsione di alcuni parametri dell'atmosfera per le 36 ore successive.	87
4.7	Stazioni di superficie del Global Observing System (GOS).	88
4.8	Strumenti utilizzati dalla rete osservativa globale WMO.	89

Elenco delle tabelle

2.1	Valori soglia per il LFC e relativa instabilità.	24
2.2	Valori soglia per il CAPE e relativa instabilità.	27
2.3	Valori soglia per il CIN e relativa stabilità. (In molti modelli questi valori vengono indicati con segno meno).	28
2.4	Valori soglia per il K index e probabilità associata di temporali.	29
2.5	Valori soglia per il TT index e probabilità associata di temporali.	30
2.6	Valori soglia per il L index e probabilità associata di temporali.	31
3.1	Valori soglia per le decisioni contemplate all'interno dell'albero decisionale di Colquhoun.	36
3.2	Tabella di contingenza per fenomeni temporaleschi: A temporali previsti ed osservati, B previsti e non osservati (falsi allarmi), C non previsti ed osservati (mancati allarmi), D non previsti e non osservati.	44
3.3	Stazioni di radiosondaggio per la verifica del TIPS durante la primavera del 1990.	56
3.4	Indici di stabilità valutati alle 12 UTC, valori soglia ricavati per l'occorrenza di temporale e valori medi per i giorni di non temporale.	56
3.5	Risultati statistici di verifica del TIPS nel periodo 13 marzo-28 settembre 1990. I	57
3.6	Risultati statistici di verifica del TIPS nel periodo 13 marzo-28 settembre 1990. II	58
4.1	Enhanced Fujita Scale	94
4.2	Output dell'albero decisionale ARPA per tutta l'Emilia Romagna. Per ogni parametro vengono specificate le località per cui il modello prevede il valore max e min.	95

Introduzione

L'atmosfera terrestre è sede di numerosi processi di tipo chimico-fisico grazie all'interazione di diversi fattori come radiazione VIS, IR e UV, gas, aerosols, vento solare, campo magnetico terrestre, acqua allo stato solido, liquido ed aeriforme. In particolare la meteorologia (dal greco *μετεωρολογία*, *μετέωρος* elevato e *λέγο* parlo) indaga tutti quei fenomeni che avvengono nella parte più bassa dell'atmosfera. Lo strato di aria a diretto contatto con la superficie terrestre e la cui dinamica è fortemente influenzata dall'interazione con essa viene definita "troposfera"; questa contiene circa il 78% della massa totale dell'atmosfera e la quasi totalità del vapore acqueo. Per tale motivo la troposfera è il luogo dove si sviluppa gran parte dei fenomeni meteorologici che, solo occasionalmente, possono interessare gli strati superiori.

Lo spessore dello strato interessato da questi fenomeni varia con la latitudine, dai 7-8 km (~ 300 mb) ai poli fino ai 16-18 km (~ 100 mb) nelle regioni tropicali, dove il forte riscaldamento del suolo favorisce intensi moti convettivi che provocano un innalzamento del limite della troposfera (tropopausa). In media, la troposfera è caratterizzata da un costante calo della temperatura con la quota di circa $6.5[\frac{^{\circ}C}{km}]$ a causa del fatto che una particella d'aria salendo si espande adiabaticamente come conseguenza della diminuzione di pressione e quindi si raffredda (figura 1.1).

Superiormente, la troposfera è limitata da un'inversione termica che confina i moti convettivi allo strato sottostante; tale inversione caratterizza la cosiddetta "stratosfera", una fascia di atmosfera molto stabile che si estende fino a 50 Km di quota (~ 1 mb) e nella quale avvengono principalmente fenomeni di tipo foto-chimico.

Tra i vari fenomeni meteorologici che si osservano in atmosfera, i temporali sono tra quelli più complessi e più difficilmente prevedibili: seppure la letteratura sia ricca di studi a riguardo e l'argomento suscita molto interesse negli esperti del settore, oggi è ancora difficile prevedere con accuratezza se, dove e quando si svilupperà un temporale.

La grande attenzione per questi fenomeni è dovuta anche al fatto che possono dar luogo ad episodi molto intensi e pericolosi con fulmini, tornado, piogge torrenziali, downbursts, grandine ecc..

Oggi, è sempre più pressante la richiesta di informazioni dettagliate sul possibile sviluppo di questi eventi per una tutela preventiva delle persone ma anche delle cose.

Molte ricerche in ambito economico, inoltre, hanno evidenziato come la prevenzione pos-

sa ridurre di molto i danni provocati dalle calamità naturali e quindi si cerca di conoscere con più largo anticipo possibile lo sviluppo futuro dell'atmosfera.

In questo lavoro, i modelli matematici giocano ormai un ruolo fondamentale perchè effettuano le previsioni per il comportamento dell'atmosfera nei giorni successivi, partendo dalla conoscenza dello stato iniziale e descrivendone l'evoluzione tramite le formule fisiche che la governano.

Gli output dei modelli meteorologici forniscono quindi la previsione di alcuni parametri ambientali utili per determinare un eventuale rischio di temporali. Il meteorologo, che analizza questi parametri, può avvalersi dell'aiuto di un "albero decisionale", ovvero uno schema guida basato sul superamento di valori soglia dei parametri o degli indici di instabilità.

Fin'ora la decisione sulla previsione di temporali è stata lasciata alle competenze dei previsori che solitamente consultano gli indici di instabilità forniti dai modelli e anche sulla base della climatologia di un territorio elaborano la possibilità o meno di fenomeni. L'obiettivo del seguente studio è quello di testare l'affidabilità degli alberi decisionali per la previsione di temporali in modo da fornire una procedura schematica e condivisa da tutti in sede previsionale: in particolare verrà analizzato l'albero proposto da Colquhoun nel 1987 ed utilizzato presso l'Australian Bureau of Meteorology e l'albero in uso attualmente presso la sala operativa di ARPA-SIMC di Bologna.

Inizialmente verrà effettuata un'indagine sullo stato dell'arte del calcolo di grandezze termodinamiche derivate e di indici relativi ad instabilità, probabilità temporalesca ed altri indici relativi ad eventi meteorologici intensi.

Successivamente verrà descritto nel dettaglio l'albero decisionale di Colquhoun, specificando i valori soglia utilizzati e descrivendo i risultati ottenuti dal suo utilizzo in Australia e Stati Uniti.

Il caso studio prevede quindi l'applicazione di questo albero decisionale alle previsioni di temporali nel Nord Italia ed in Emilia Romagna (24 h)¹, confrontando le previsioni che si sarebbero ottenute dal suo utilizzo, con ciò che è stato osservato.

In una seconda parte, si approfondisce l'albero decisionale di ARPA-SIMC, definendo le soglie utilizzate e ricavandone l'affidabilità per le previsioni di temporali in regione (24 h).

Infine è prevista una verifica delle prestazioni dei modelli COSMO-I2 e COSMO-I7 per la previsione degli indici temporaleschi per le 24 h e 36 h in modo da differenziare l'errore legato all'utilizzo dell'albero ed il limite di predicibilità dei modelli.

In letteratura si trovano alcuni richiami all'uso dell'albero decisionale di Colquhoun, come la procedura di riferimento utile alla previsione di temporali, ma non è dato sapere quanto l'albero sia affidabile e se sia utilizzabile in condizioni climatiche differenti da quelle australiane; mancano infatti studi a riguardo, nonostante siano trascorsi molti anni dalla sua prima presentazione.

¹Previsione effettuata per le 24/48 ore successive al run del modello

Con questo lavoro si vuole fornire un piccolo contributo alla validazione del metodo basato su albero decisionale, fornendo dati e risultati della sua applicazione alle previsioni di temporali nel Nord Italia.

Capitolo 1

Termodinamica dell'atmosfera

Per la caratterizzazione delle masse d'aria, i radiosondaggi forniscono essenzialmente tre parametri principali: temperatura(T), pressione (P) ed umidità relativa (Rh). Il profilo

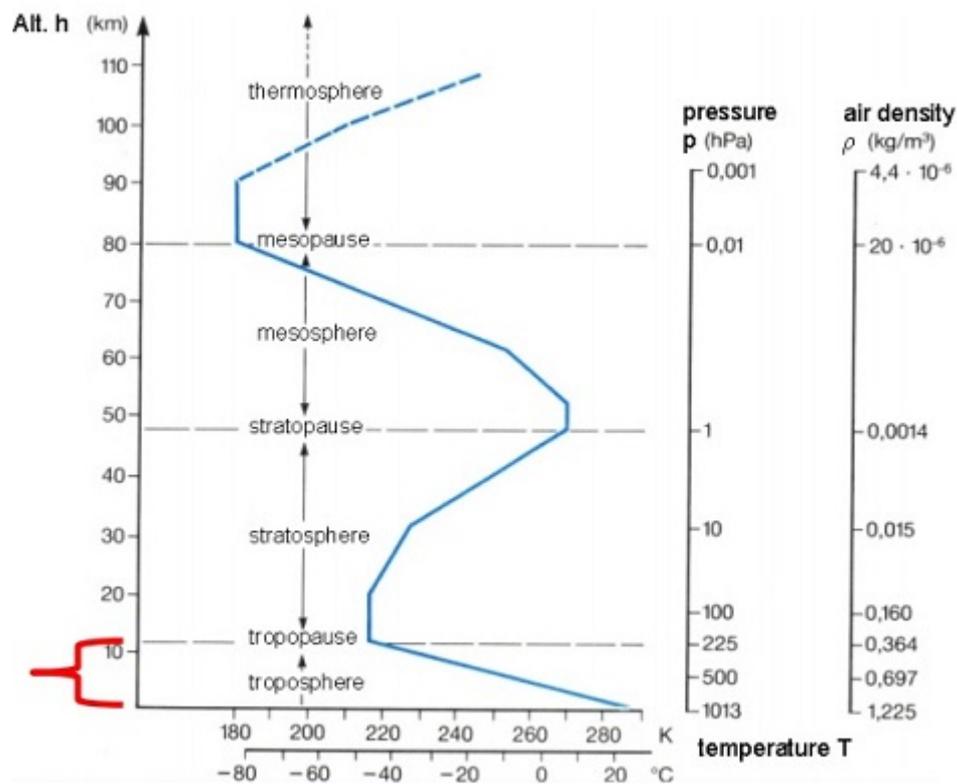


Figura 1.1: Stratificazione verticale dell'atmosfera terrestre con la variazione di temperatura, pressione e densità dell'aria. [4]

verticale della temperatura permette la suddivisione dell'atmosfera terrestre in strati (fi-

gura 1.1). Questo parametro di grande importanza per la termodinamica è caratterizzato dai processi fisici che avvengono all'interno degli strati atmosferici. Nella troposfera media, la temperatura cala con la quota dai 288 K del suolo fino ai 213 K della tropopausa; ciò è una conseguenza, come detto, della diminuzione di pressione.

Il parametro pressione, quindi, fornisce la quota delle variazioni di temperatura, mentre l'umidità relativa indica la quantità di vapore acqueo presente in una massa d'aria.

Per comprendere i moti verticali che si verificano all'interno dell'atmosfera terrestre si considera il comportamento di una particella d'aria di dimensione variabile che è assunta essere:

- termicamente isolata dal suo ambiente così che la sua temperatura varii adiabaticamente quando sale o scende, mantenendo sempre la stessa pressione dell'aria circostante allo stesso livello, che è assunto essere in equilibrio idrostatico

- in moto sufficientemente lento, in modo che l'energia cinetica macroscopica della particella d'aria sia una frazione trascurabile dell'energia cinetica totale, ma sufficientemente veloce da non permettere gli scambi di calore con l'ambiente circostante.

Se la particella rimane secca, cioè non si verifica condensazione lungo il suo moto verticale, allora il suo profilo termico è uguale a quello dell'ambiente che la circonda ovvero il profilo adiabatico secco. Tale diminuzione non dipende dalla temperatura esterna ma dalla pressione che decresce esponenzialmente con la quota ed è quantificata da:

$$\Gamma_d = 9.8 \left[\frac{^{\circ}C}{km} \right]$$

Il lapse rate previsto risulta più grande di quello osservato in media nella realtà (figura 1.1) perché nella sua derivazione non si considera l'effetto della condensazione di vapore d'acqua. In questo caso, infatti, il lapse rate corrisponde a:

$$\Gamma_s = 6.5 \left[\frac{^{\circ}C}{km} \right]$$

che è il profilo “ adiabatico saturo ” o “ pseudo-adiabatico ” .

Si prenda ora in considerazione un parametro basilare nella termodinamica dell'atmosfera: la temperatura potenziale

$$\begin{aligned} \Theta &= T \left(\frac{p_0}{p} \right)^k \quad [K] & (1.1) \\ k &= \frac{R}{c_p} = 0.286 \\ p_0 &= 1000 \quad [hPa] \end{aligned}$$

dove k è una costante termodinamica data dal rapporto tra la costante dei gas ed il calore specifico a pressione costante, mentre T e p sono i parametri temperatura e pressione

relativi alla particella considerata.

La temperatura potenziale è la temperatura che una particella, a pressione p e temperatura T , avrebbe se fosse portata adiabaticamente alla pressione standard di 1000 hPa. Segue che questo parametro resta costante durante un processo adiabatico e quindi può essere usato come tracciante per moti d'aria.

All'interno dei diagrammi termodinamici i moti adiabatici secchi si rappresentano mediante linee rette a temperatura potenziale costante e con un lapse rate "adiabatico secco".

Se si considera la presenza di vapor d'acqua in atmosfera è opportuno introdurre una nuova variabile definita temperatura virtuale.

$$T_v = (1 + 0.61q)T \quad [K] \quad (1.2)$$

dove q indica l'umidità specifica (eq.ne 1.5) e T la temperatura dell'aria.

$T_v > T$ sempre e dipende dall'umidità specifica, quindi dalla quantità di vapor d'acqua. La quantità di vapore in atmosfera risulta altamente variabile e questo si ripercuote sulla densità dell'aria. Per avere a che fare con una atmosfera omogenea descritta da una stessa equazione, si considera aria secca in cui la temperatura viene incrementata di un fattore a seconda della quantità di vapore presente in essa.

I parametri che definiscono la quantità di vapore in una massa d'aria sono:

-mixing ratio

$$w = \frac{m_v}{m_d} \quad \left[\frac{gr}{kg} \right] \quad (1.3)$$

rapporto tra la massa del vapore e la massa dell'aria secca.

-umidità relativa

$$Rh = 100 * \frac{w}{w_s} \approx 100 * \frac{e}{e_s} \quad [\%] \quad (1.4)$$

con w_s mixing ratio alla saturazione, e pressione di vapore (eq.ne 1.10) ed e_s pressione di vapor saturo (eq.ne 1.11).

-umidità specifica

$$q = \frac{m_v}{(m_d + m_v)} \quad \left[\frac{gr}{kg} \right] \quad (1.5)$$

-umidità assoluta

$$h_a = \frac{m_v}{V} \quad \left[\frac{gr}{m^3} \right] \quad (1.6)$$

con V volume particella d'aria.

Anche un altro parametro di temperatura è un importante indicatore della quantità di

vapore contenuta in un certo volume. In generale, con l'espressione "punto di rugiada" (in inglese "dew point") si intende un particolare stato termodinamico (rappresentato dalla temperatura e dalla pressione) in corrispondenza del quale una miscela bifase multicomponente liquido-vapore diviene satura di vapore. In altre parole, oltre il punto di rugiada (cioè a temperatura maggiore e/o a pressione minore) si ha la presenza solo di vapore, mentre sotto il punto di rugiada (cioè a temperatura minore e/o a pressione maggiore) il sistema è bifase (costituito da un liquido in equilibrio con il suo vapore). In meteorologia con l'espressione "temperatura di dew point" si intende la temperatura alla quale, a pressione costante, l'aria (o, più precisamente, la miscela aria-vapore) diventa satura di vapore acqueo.

Una buona stima è fornita dalla approssimazione di Magnus-Tetens

$$T_d = \frac{B * \ln(\frac{e}{C})}{(A - \ln(e/C))} \quad [^{\circ}C] \quad (1.7)$$

$A = 17.625$ $B = 243.04$ °C $C = 610.94$ Pa , i cui valori sono stati misurati da Alduchov e Eskridge (1996) [5], ed e pressione di vapore (eq.ne 1.10).

All'interno dello studio di un'atmosfera umida, viene considerato un altro parametro molto importante: la temperatura di "wet bulb" (isobarica), definita come la temperatura alla quale una particella d'aria è raffreddata dall'evaporazione dell'acqua in essa contenuta a pressione costante finché l'aria non è satura.

$$T_w = T + L_v \frac{(w - w_s)}{c_{p_d}} \quad [^{\circ}C] \quad (1.8)$$

$$L_v = 2.501 * 10^6 \quad \left[\frac{J}{kg} \right]$$

$$c_{p_d} = 1004 \quad \left[\frac{J}{(kg * K)} \right]$$

con T temperatura, w mixing ratio, w_s mixing ratio alla saturazione, L_v calore latente di vaporizzazione, c_{p_d} calore specifico a pressione costante per aria secca.

Come conseguenza di quanto espresso fin'ora, si ha:

$$T_d \leq T_w \leq T \quad (1.9)$$

Alcuni dei parametri appena presentati vengono calcolati tramite due quantità fondamentali nella termodinamica atmosferica, come la pressione di vapore e la pressione di vapore a saturazione.

La prima è la pressione esercitata dal vapore in una mistura di gas come l'aria:

$$e = \frac{w}{(\epsilon + w)} p \quad [hPa] \quad (1.10)$$

con $\epsilon = \frac{R_d}{R_v} = 0.622$.

Quando invece si raggiunge il punto di equilibrio, ovvero evaporazione bilanciata da condensazione, si parla di pressione di vapore alla saturazione. Questa dipende solo dalla temperatura secondo la formula:

$$e_s = 6.11e^{5.42*10^3[(\frac{1}{272})-(\frac{1}{T})]} \quad [hPa] \quad (1.11)$$

Come ultima variabile indicativa dello stato termodinamico dell'aria si presenta il mixing ratio alla saturazione, definito come il rapporto tra massa di vapore alla saturazione e massa d'aria secca ed è ricavato secondo la relazione:

$$w_s = \epsilon \frac{e_s}{(p - e_s)} \approx \epsilon \frac{e_s}{p} \quad \left[\frac{g}{kg}\right] \quad (1.12)$$

funzione di T e di p.

Capitolo 2

Instabilità atmosferica ed i suoi indicatori

2.1 Il concetto di instabilità applicato all'atmosfera

In generale, con il termine stabilità si indica la condizione di un sistema dinamico, che mantiene il proprio stato di equilibrio se sottoposto a perturbazioni esterne. Per comprendere la teoria dell'equilibrio spesso si ricorre all'esempio della sfera (figura 2.1). Se

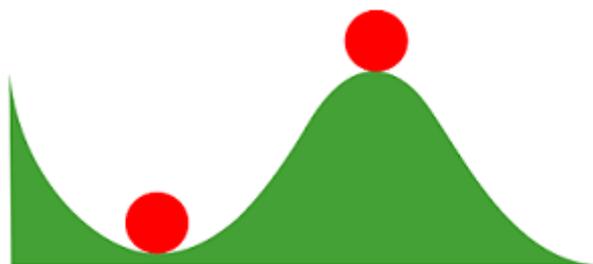


Figura 2.1: Schema rappresentativo dell'equilibrio di una sfera.

la sfera si trova in equilibrio stabile e viene perturbata, essa tenderà a tornare nella sua posizione iniziale; al contrario, se in equilibrio instabile, tenderà ad allontanarsi.

Come è relazionato tutto ciò all'atmosfera? Quando l'atmosfera è stabile, una particella d'aria forzata verticalmente torna nella sua posizione originale; i moti verticali in questo caso sono inibiti. Se l'atmosfera è invece instabile, la particella continuerà ad allontanarsi dalla posizione iniziale quando perturbata; in questo caso i moti verticali sono favoriti. Per valutare la stabilità si confronta la temperatura della particella T_p con la temperatura dell'ambiente circostante T_e (figura 2.2).

$T_p > T_e$ la particella è meno densa e quindi sale; galleggiamento positivo

$T_p < T_e$ la particella è più densa e quindi scende; galleggiamento negativo
 $T_p = T_e$ la particella resta ferma; galleggiamento neutrale

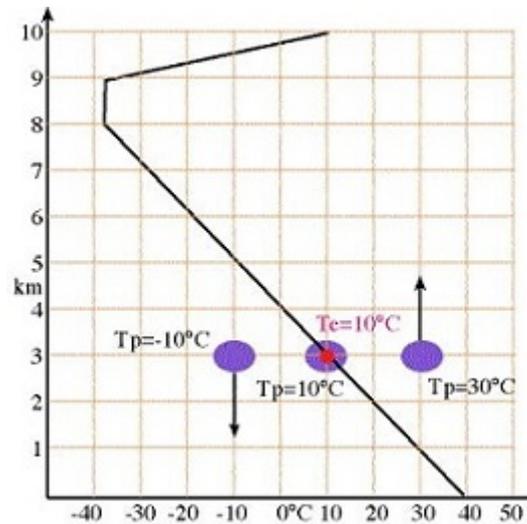


Figura 2.2: Equilibrio di una particella in atmosfera in base alla temperatura.

Se ci si riferisce ad uno strato atmosferico è necessario prendere in considerazione il lapse rate verticale.

- Quando il lapse rate dell'ambiente è minore di quello adiabatico umido, l'atmosfera è detta "assolutamente stabile" (figura 2.3): una particella satura o non satura sarà sempre più fredda dell'ambiente circostante e tenderà sempre a cadere se sollevata.
- Quando il lapse rate ambientale è maggiore di quello adiabatico secco, lo strato che gode di queste proprietà è detto "assolutamente instabile" (figura 2.4): una particella satura o non satura, in questo caso, risulterà sempre più calda e leggera dell'ambiente circostante quindi tenderà a salire se forzata.
- Quando il lapse rate dell'ambiente è compreso tra il lapse rate adiabatico secco ed adiabatico umido, lo strato è definito "condizionatamente instabile" (figura 2.5): se la particella è non satura, sarà più fredda dell'ambiente circostante e tenderà a tornare nella sua posizione, mentre se satura, sarà più calda e tenderà a salire quando sottoposta a sollevamento forzato.

L'atmosfera, che è composta da più strati, può osservare una variazione della stabilità con la quota così come mostrato in figura 2.6.

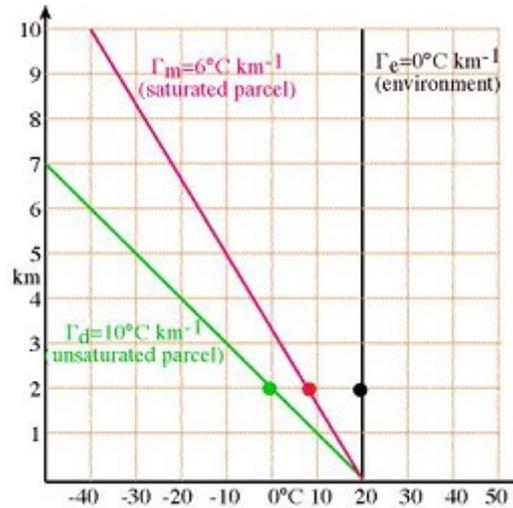


Figura 2.3: Profilo di temperatura per una atmosfera “assolutamente stabile”: la linea verde rappresenta il lapse rate di una particella secca, quella rossa il lapse rate di una particella satura, mentre la linea nera indica la temperatura ambientale.

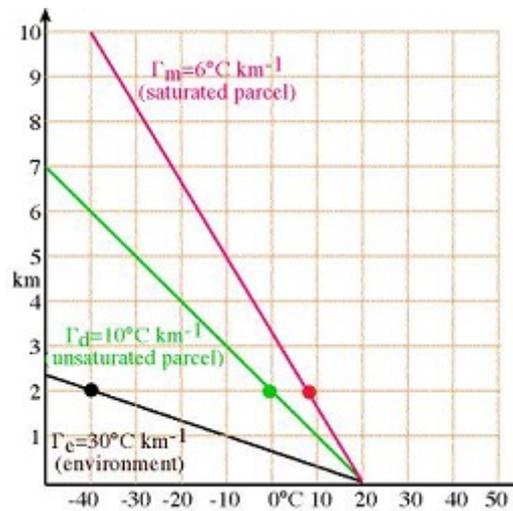


Figura 2.4: Profilo di temperatura per un’atmosfera “assolutamente instabile”: la linea verde indica il profilo adiabatrico secco, quella rossa il profilo adiabatrico saturo, la linea nera traccia il lapse rate ambientale.

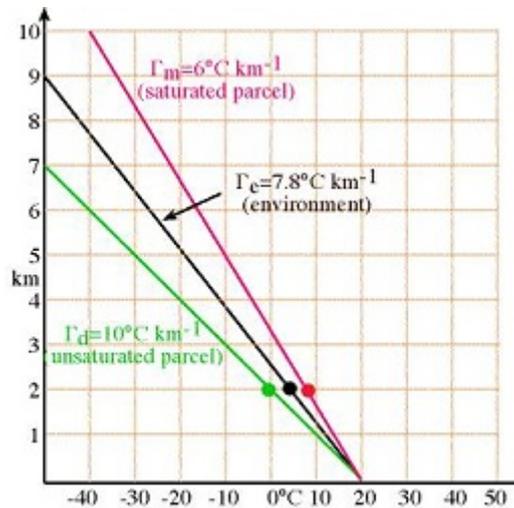


Figura 2.5: Profilo di temperatura per un'atmosfera "condizionatamente instabile": in verde il profilo di temperatura adiabatico secco, in rosso quello saturo ed in nero il lapse rate ambientale.

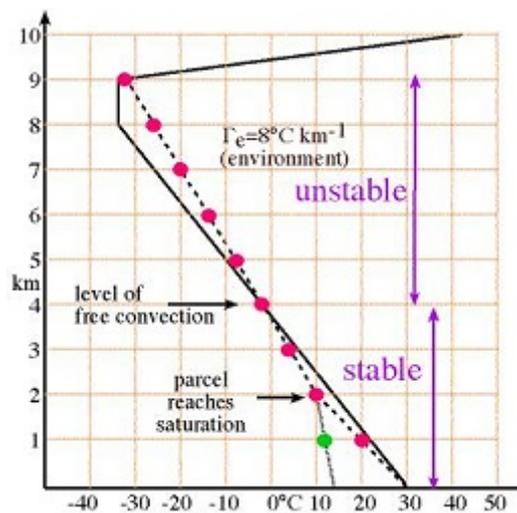


Figura 2.6: Variazione della stabilità atmosferica con la quota seguendo il profilo verticale della temperatura: nei primi 4 km di atmosfera la particella ha un lapse rate verticale maggiore di quello ambientale e ne deriva una condizione di stabilità, tra i 4 ed i 9 km di altezza la particella si raffredda più lentamente con la quota rispetto al profilo ambientale e lo strato viene definito instabile.

2.2 Fattori d'innescò dell'instabilità

La forzatura verticale di una massa d'aria in atmosfera può avvenire per quattro fattori distinti:

- convezione
- orografia
- convergenza
- fronti

La “convezione” è un fenomeno dovuto al riscaldamento dei bassi strati dell'atmosfera ad opera del suolo che a seguito dell'irraggiamento solare riscalda l'aria per conduzione. Negli strati di atmosfera più bassi, a diretto contatto con il suolo, si formano bolle d'aria calde e leggere dette “termiche” che tendono a risalire verticalmente fino ad una quota che dipende dalla stabilità dell'atmosfera. Se la termica raggiunge il “lifting condensation level” LCL si osserva la formazione di nubi a sviluppo verticale.

Quando una massa d'aria in movimento incontra nel suo cammino un ostacolo come ad esempio una montagna, essa viene costretta a risalire seguendo l'orografia. Tale sollevamento porta l'aria ed il suo vapore a temperature più basse dove si osserva condensazione e formazione di nubi sopravvento. Il tipo di nubi che si formano dipende dalla umidità dell'aria e dalla sua stabilità.

Si assiste ad un fenomeno di “convergenza” quando in una regione si ha un inflow orizzontale netto; l'aria, che anche in questo caso è limitata dal suolo, tende a risalire lungo la verticale. I moti legati a questo fenomeno risultano solitamente più deboli rispetto alla convezione e le nubi non hanno uno sviluppo verticale accentuato; ciò, però, può indurre in alcuni casi all'accentuazione di fenomeni indotti dagli altri fattori.

La convergenza al suolo può essere relazionata sia a fenomeni legati alla dinamica locale che a flussi su larga scala. È infatti nota l'alta probabilità di fenomeni temporaleschi sul ramo sinistro di uscita della Jet Streak e, in misura minore, su quello destro di ingresso.

Questo fenomeno deriva dalla divergenza in quota che provoca convergenza al suolo e quindi sviluppo di moti convettivi. Sul ramo di ingresso della jet streak, infatti, si verifica un'accelerazione dell'aria operata dalla forza dovuta al gradiente di pressione che agisce verso nord; in quest'area, la forza dovuta al gradiente domina rispetto alla forza di Coriolis, di conseguenza, si osserva convergenza d'aria nel ramo sinistro di ingresso che inibisce i moti verticali. A destra invece si osserva divergenza in quota e conseguenti moti ascendenti (figura 2.7).

In uscita dalla Jet Streak, invece, l'aria subisce un rallentamento ed in questo caso domina la forza di Coriolis che imprime una deviazione del flusso verso sud e quindi, convergenza sul ramo destro della corrente e divergenza su quello sinistro; sulla parte sinistra di uscita della jet streak, quindi, i moti verticali vengono promossi e si osserva lo sviluppo di attività convettiva.

I “fronti” sono superfici di separazione tra masse d'aria di diversa estrazione e quindi

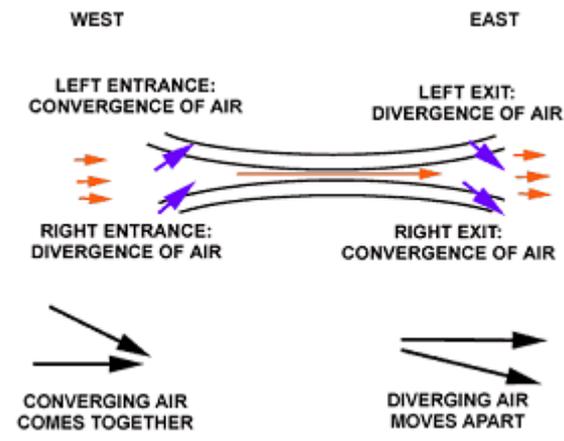


Figura 2.7: Jet streak e aree di convergenza / divergenza. [65]

con caratteristiche fisiche diverse. Il sollevamento dovuto ai fronti avviene in due modi:

- fronte caldo (figura 2.8) → una massa d'aria più calda e meno densa risale su aria fredda e nella salita si raffredda e condensa. La minore pendenza di questo tipo di fronte produce moti verticali più lenti ed anche lo spostamento del fronte avviene più lentamente rispetto ad un fronte freddo. Da qui derivano precipitazioni stazionarie e diffuse in maniera più uniforme.

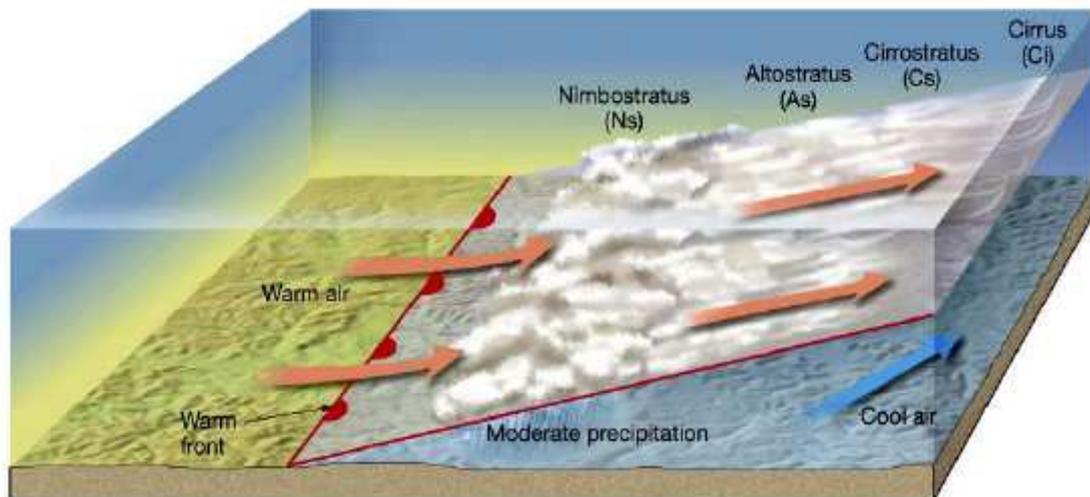


Figura 2.8: Schematizzazione di un fronte caldo.

- fronte freddo (figura 2.9)→ una massa d'aria più fredda e densa si insinua al di sotto di aria calda ed umida sollevandola. Come l'aria calda sale, si raffredda e l'umidità condensa formando nubi e precipitazioni. La forte pendenza di un fronte freddo produce moti di risalita molto intensi che spesso sono associati a temporali.

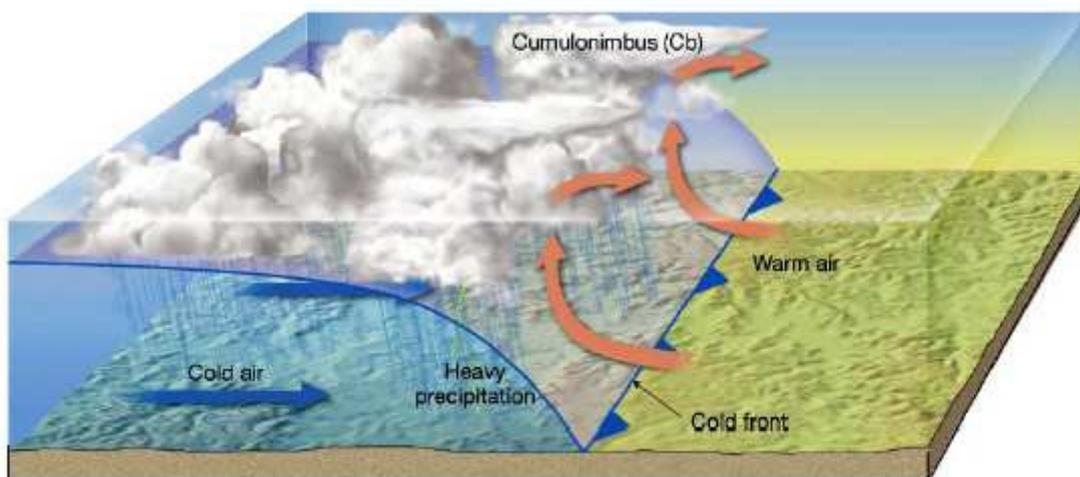


Figura 2.9: Schematizzazione di un fronte freddo.

2.3 Livelli di riferimento del radiosondaggio

Gli indici termodinamici servono a spazializzare le informazioni puntuali derivanti dai radiosondaggi in atmosfera; essi forniscono la possibilità, ma non la certezza, che si verifichino fenomeni temporaleschi all'interno dell'area cui fanno riferimento; infatti, in mancanza di una spinta iniziale dell'aria, o quando questa viene inibita, anche in presenza di indici favorevoli può accadere che nessun fenomeno si osservi. Attualmente esistono numerosi indici di instabilità, molti dei quali definiti da studiosi americani e disponibili sul sito dell'Università del Wyoming [59]; di conseguenza, la loro affidabilità è maggiore nelle zone per le quali sono stati ricavati ma alcuni di questi possono essere utilizzati anche per la valutazione di temporali nell'area del Mediterraneo ed in particolare nella Pianura Padana.

In linea di principio, l'esame dei radiosondaggi e degli indici termodinamici riportati, rappresenta un aiuto per il previsore che comunque deve sempre avvalersi dell'analisi

Tabella 2.1: Valori soglia per il LFC e relativa instabilità.

Altezza LFC	Instabilità potenziale
600-640 hPa	debole
640-745 hPa	moderata
745-850 hPa	forte

sinottica ai vari livelli e delle caratteristiche del luogo per il quale viene richiesta la previsione (es orografia, microclima, ecc).

Prima di definire gli indici più importanti, è opportuno definire alcuni livelli di riferimento (figura 2.10):

★ **LCL (Lifting Condensation Level)** [hPa] è il livello di condensazione forzata, ovvero la quota alla quale l'aria sollevata dinamicamente raggiunge la saturazione. In genere questo livello corrisponde al limite più basso delle nubi cumuliformi. Per ricavare il LCL in un diagramma termodinamico basta trovare l'intersezione tra l'adiabatica secca tracciata partendo dalla temperatura misurata al suolo e la isoigrometrica (w_s) che passa per il valore iniziale di dew point al suolo. Un LCL molto basso in genere indica una colonna d'aria molto umida e quindi una buona probabilità di fenomeni intensi.

★ **LFC (Level Free Convection)** [hPa] è il livello di intersezione tra la temperatura dell'ambiente e il lapse rate adiabatico saturo. Da questo livello in su la particella è più leggera dell'ambiente circostante quindi galleggia fino al EL. Sul diagramma termodinamico si ricava il LFC salendo dal LCL e seguendo l'adiabatica satura fino a che la temperatura della particella non interseca quella del sondaggio ambientale al livello di equilibrio EL. Se la temperatura della particella lungo l'adiabatica umida è più calda dell'ambiente si trova il LFC.

La tabella 2.1 fornisce una stima dell'instabilità potenziale in funzione del livello di pressione del LFC secondo Sturvesant, 1994 [50].

★ **EL (Equilibrium Level)** [hPa] indica il livello superiore della convezione; si trova alla quota in cui l'adiabatica satura, con cui sale la particella, interseca la T dell'ambiente che tende a crescere. Spesso questo livello coincide con la tropopausa e rappresenta il livello di massimo sviluppo verticale dei temporali.

★ **CCL (Convective Condensation Level)** [hPa] corrisponde al livello della base delle nubi determinate dell'aria che sale dalla superficie se la sua galleggiabilità (buoyancy) è positiva. Nota la temperatura di dew point al suolo, il CCL corrisponde all'intercetto tra l'isoigrometrica che parte dal suolo alla temperatura di dewpoint e la curva di stato della temperatura misurata dalla radiosonda.

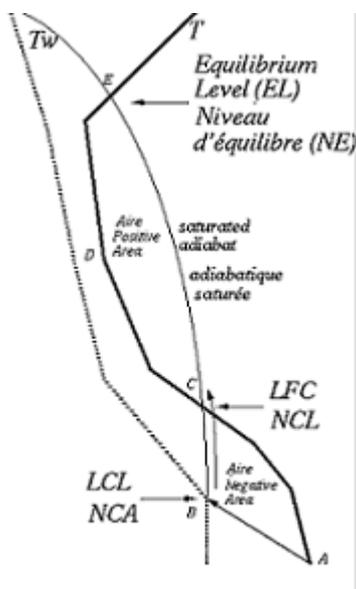


Figura 2.10: Livelli del radiosondaggio: la linea tratteggiata indica la temperatura di dew point, quella continua fine l'adiabatica satura, la linea continua in grassetto è il profilo verticale della temperatura atmosferica.

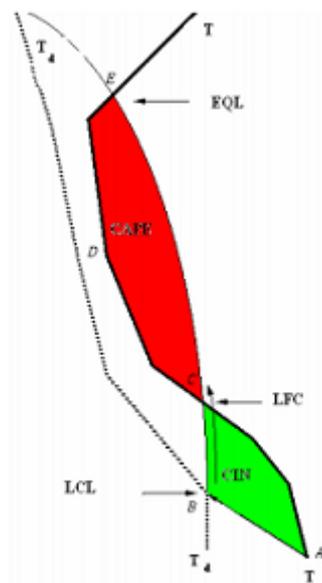


Figura 2.11: CAPE e CIN posti in evidenza all'interno di un radiosondaggio.

2.4 Indici di instabilità

A questo punto, si possono definire gli indici termodinamici di instabilità più importanti:

→ **CT (Convective Temperature)** definisce la temperatura ottenuta da una compressione adiabatica della temperatura del CCL fino a raggiungere il suolo; tale valore rappresenta la temperatura che deve avere lo strato d'aria vicino al suolo affinché questa possa raggiungere per ascensione adiabatica il livello di condensazione CCL senza forzanti dinamiche. Più in alto si troverà il CCL, maggiore dovrà essere la temperatura convettiva CT. Se l'area di instabilità per libera condensazione convettiva risulta elevata potrebbero svilupparsi temporali termo-convettivi (temporali di massa d'aria) molto rari alle medie latitudini.

→ **CAPE (Convective Available Potential Energy)** [$\frac{J}{kg}$] rappresenta l'energia potenziale disponibile per la convezione in atmosfera [50].

$$CAPE = \int_{z_f}^{z_n} g \left(\frac{T_{parcel} - T_{env}}{T_{env}} \right) dz \quad (2.1)$$

dove z_f e z_n sono rispettivamente l'altezza del livello di libera convezione LFC ed il livello di equilibrio EL (buoyancy neutra), mentre T_{parcel} e T_{env} sono rispettivamente la temperatura della specifica particella e la temperatura dell'aria e g è l'accelerazione gravitazionale.

Esso rappresenta il galleggiamento positivo che una particella avrebbe se fosse sollevata oltre la quota del LFC. Il CAPE è un indicatore dell'instabilità di un fluido in caso di atmosfera stratificata termicamente in cui un fluido più freddo sovrasta uno più caldo. Maggiore è il CAPE, maggiore sarà l'energia disponibile per lo sviluppo delle celle temporalesche. Graficamente è rappresentato come l'area positiva al di sopra del LFC, compresa tra il profilo di temperatura dell'ambiente a sinistra e la linea di processo adiabatico saturo che parte dal LFC (figura 2.11).

Il CAPE può esistere anche al disotto del LFC, ma se è presente un livello di CIN (subsidenza) esso non sarà disponibile finché non si è esaurito il CIN.

Quando è presente una forzante dinamica, la base della nube si trova al livello LCL, in assenza di forzanti sinottiche la base della nube parte dal CCL. Quando è assente il CIN, o è stato eliso dai moti convettivi dal basso, le nubi cumuliformi che si sono formate potranno estendersi in verticale fino a raggiungere il LFC e da lì potranno svilupparsi spontaneamente fino a raggiungere il livello di equilibrio (EL). Il risultato potrà essere una profonda convezione o semplicemente un temporale.

È opportuno considerare, però, a quale particella si riferisce il CAPE: particelle differenti generano un CAPE differente. Non è corretto parlare di questo indice senza aver specificato a quale particella fa riferimento. Ai fini previsionali, il miglior modo per individuare il CAPE che verrà rilasciato durante un temporale è quello di considerare il CAPE riferito ad una particella con la temperatura ed il dewpoint della particella che fluirà all'interno del temporale tramite updraft.

Esistono, quindi, diverse definizioni di CAPE : **SBCAPE (surface based)** riferito ad una particella alla superficie (2m), **MLCAPE (mixed layer)** basato su una particella con le proprietà medie di uno strato vicino al suolo (50, 100 hPa), **NCAPE (normalized)** che si ottiene dividendo per lo spessore in metri dello strato instabile tra LFC e EL, **MUCAPE (most unstable)** che si ottiene calcolando il maggiore CAPE possibile a partire dai dati rilevati nei primi 300 hPa di atmosfera e utilizzando come temperatura di stato la temperatura virtuale anziché la temperatura di bulbo asciutto.

Ci sono situazioni in cui il profilo di una particella con le caratteristiche del suolo non è dotato di CAPE, mentre lo è quello di una particella alla quota di 900 hPa; ciò si verifica ad esempio a nord di un fronte caldo alla superficie o durante la notte quando

Tabella 2.2: Valori soglia per il CAPE e relativa instabilità.

CAPE [$\frac{J}{kg}$]	Instabilità potenziale
0	stabile
0-1000	leggermente instabile
1000-2500	moderatamente instabile
2500-3500	molto instabile
>3500	estremamente instabile

il suolo si raffredda più velocemente e si osserva uno strato di inversione nei livelli più bassi. In questo caso, sarebbe più opportuno sollevare una particella lungo il profilo che ha maggiore CAPE.

Attualmente è in corso una discussione su quale sia il CAPE da considerare in fase previsionale e sembra che ogni previsore abbia una particolare preferenza personale a riguardo. In generale, maggiore è l'umidità nei bassi strati, maggiore risulta il CAPE e la galleggiabilità della particella al suolo: graficamente questo è evidente perché una maggiore umidità al suolo è associata ad un dewpoint più alto e quindi la curva di stato viene intercettata più in basso.

I valori soglia sono riportati in tabella 2.2:

MLCAPE (0 – 3 km) > 100 [$\frac{J}{kg}$] è un buon indice di ambiente tornadico.

→ **CIN (Convective Inhibition)** (energia di galleggiamento negativa) [$\frac{J}{kg}$] indica l'energia da fornire ad una particella d'aria prossima al suolo affinché questa possa raggiungere il LFC. La particella d'aria infatti, al di sotto di questo livello, risulta più densa dell'aria circostante e ciò determina un'accelerazione verso il basso della particella.

Lo strato di aria in cui è compreso il CIN risulta più caldo e stabile degli strati al di sopra ed al di sotto di esso.

Su uno Skew-T diagram, il CIN corrisponde all'area (al di sotto del LFC) compresa tra il profilo di temperatura del sondaggio (più caldo) ed il profilo di temperatura della particella (più freddo) (figura 2.11).

L'energia richiesta dal CIN viene fornita, come già detto, da convergenza al suolo, fronti, riscaldamento della superficie o sollevamento orografico.

Tabella 2.3: Valori soglia per il CIN e relativa stabilità. (In molti modelli questi valori vengono indicati con segno meno).

CIN [$\frac{J}{kg}$]	Stabilità
0-50	debole inibizione
50-200	inibizione moderata
>200	forte inibizione

A seguito della misurazione di alcuni parametri ambientali tramite radiosonda, il CIN viene calcolato secondo la seguente relazione:

$$CIN = \int_{z_{bottom}}^{z_{top}} g \left(\frac{T_{parcel} - T_{env}}{T_{env}} \right) dz \quad (2.2)$$

dove z_{top} rappresenta la quota del LFC, mentre z_{bottom} indica la superficie.

Se l'energia richiesta è molta, ovvero si ha un CIN elevato, la probabilità che si sviluppino temporali diminuisce in maniera proporzionale.

Il CIN si rafforza con avvezione di aria secca nei bassi strati o raffreddamento d'aria alla superficie. Il raffreddamento della superficie causa la formazione di un tappo di inversione al di sopra che rende questo strato stabile. Anche i fronti meteorologici e le onde corte influenzano il rafforzamento o l'indebolimento del CIN.

Valori significativi per l'indice CIN sono riportati in tabella 2.3:

→ **S (Showalter Index)** [55] è una delle più semplici misure dell'instabilità atmosferica locale:

$$S = T_{500} - T_L \quad (2.3)$$

dove T_L rappresenta la temperatura di una particella sollevata lungo l'adiabatica secca dal livello di 850 hPa fino alla saturazione ed in seguito sollevata lungo l'adiabatica saturata fino a 500 hPa. Valori positivi indicano che le particelle vicine al suolo sono più fredde dell'ambiente circostante, ne consegue un'atmosfera stabile. Solitamente non si verificano temporali con un indice di Showalter $S > 4$. Come l'indice decresce a zero ed al di sotto, la probabilità di rovesci o temporali aumenta.

→ **K (Whiting Index)** è principalmente usato per indicazioni sulla massa d'aria; al

Tabella 2.4: Valori soglia per il K index e probabilità associata di temporali.

K-index	probabilità di temporali %
<15	prossima a 0
15-20	20
21-25	20-40
26-30	40-60
31-35	60-80
36-40	80-90
>40	prossima a 100

crescere di questo indice aumentano le probabilità di temporali o rovesci il cui sviluppo è legato all'instabilità convettiva. Di fatto, l'indice K [33] afferma che più l'aria dei bassi strati è calda ed umida e più l'aria troposferica dei medi strati è fredda e secca, e maggiore sarà l'instabilità atmosferica.

$$K = (T_{850} - T_{500}) + D_{850} - (T_{700} - D_{700}) \quad (2.4)$$

dove T è la temperatura con indice del livello di pressione, e D la temperatura di dew point con indice del livello di pressione. Il primo termine è il termine di lapse rate, il secondo ed il terzo dipendono dall'umidità tra 850 e 700 hPa e sono fortemente influenzati dallo spread temperatura-dew point a 700 hPa. La probabilità temporalesca legata a questo indice viene riassunta nella tabella 2.4.

→ **TT (Total Totals Index)** è un indice applicabile per analizzare sia le condizioni convettive frontali che quelle di masse d'aria isolate e dovrebbe essere utilizzato quando anche gli indici S e L indicano la presenza di attività temporalesca; è definito come la somma di due indici [21]:

$$TT = VT + CT \quad (2.5)$$

dove VT è il Vertical Totals Index ricavato da

$$VT = T_{850} - T_{500} \quad (2.6)$$

Tabella 2.5: Valori soglia per il TT index e probabilità associata di temporali.

TT-index	probabilità di temporali
45-50	possibilità di temporali
51-55	probabilità di temporali (alcuni forti)
56-60	elevata probabilità di forti temporali

Valori di questo indice intorno a 40 corrispondono ad un lapse rate adiabatico secco. Per un lapse rate adiabatico umido è circa 20 per $T_{850} = 15^{\circ}C$ e circa 30 per $T_{850} = 0^{\circ}C$. Il Cross Totals Index viene definito da:

$$CT = D_{850} - T_{500} \quad (2.7)$$

VT rappresenta la stabilità statica tra 850 e 500 hPa e trascura la presenza dell'umidità, mentre CT la include attraverso il valore di Td a 850 hPa. Tale indice potrebbe non essere rappresentativo in situazioni in cui l'umidità nei bassi strati risiede al di sotto del livello di 850 hPa. Nel caso in cui a tale quota vi sia una significativa inversione ("capping inversion") indicativa del limite superiore dello strato limite, non sarà possibile uno sviluppo convettivo anche in presenza di elevati valori di TT.

Si noti che l'aumento dell'umidità specifica a 850 hPa, o la diminuzione della temperatura a 500 hPa rende l'atmosfera più instabile, e quindi più favorevole allo sviluppo di attività temporalesca. Aria secca che sovrasta aria calda ed umida rappresenta condizioni di instabilità.

Rovesci e temporali iniziano ad avere qualche probabilità di realizzazione con valori di TT intorno a 30 e si raggiunge una buona probabilità da un valore di 45 in poi; temporali violenti si possono osservare con valori $TT > 50$. Infine un valore $TT >$ di 55 indica condizioni favorevoli alla formazione di trombe d'aria.

→ **L (Lifted Index)** definito come [34]:

$$L = T_{500} - T_L \quad (2.8)$$

dove T_L è la temperatura che assume una particella sollevata dal suolo per convezione lungo l'adiabatica secca fino alla saturazione e poi lungo l'adiabatica satura fino a 500 hPa; T_{500} è la temperatura al livello 500 hPa. Il Lifetd Index ha una formula di calcolo

Tabella 2.6: Valori soglia per il L index e probabilità associata di temporali.

L-index	probabilità di temporali %
0,-2	scarsa
-2,-6	media
-6,-9	alta
< -9	molto alta

simile a quella dello Showalter Index ma in realtà questi indici risultano molto differenti: infatti, la temperatura convettiva di partenza assunta per la particella, nel caso di L, è la temperatura massima prevista per la giornata, cioè quella del pomeriggio, mentre come rapporto di mescolanza viene assunto quello medio dei primi 900 m di atmosfera. I valori di questo indice tendono ad essere più bassi rispetto a quelli di Showalter e ciò dipende da come la particella sollevata viene definita.

Con un indice molto negativo si prevede un'alta probabilità di fenomeni a carattere temporalesco, questo perché in tali condizioni l'aria delle termiche in ascensione risulta essere più calda dell'ambiente circostante e quindi è soggetta ad ulteriore accelerazione verticale che porta a sviluppo di fenomeni intensi. Unica eccezione si ha per i temporali di calore (molto rari alle medie latitudini) che si possono sviluppare anche in presenza di un indice L leggermente positivo.

→ **SW (Sweat Index)** [21] è un indice utilizzato soprattutto per la previsione di temporali intensi ed è definito come:

$$SW = 20(TT - 49) + 12D_{850} + 2V_{850} + V_{500} + 125[\sin(\Delta V_{500-850}) + 0.2] \quad (2.9)$$

con TT (Total Totals) posto uguale a zero se minore di 49, V_{850} e V_{500} sono le velocità del vento (in nodi) a 850 e 500 hPa, $\Delta V_{500-850}$ è la direzione del vento a 500 hPa meno la direzione del vento a 850 hPa, in gradi. L'ultimo termine è posto uguale a zero se una delle seguenti condizioni non si verifica:

- 1) La direzione del vento ad 850 hPa è nel range tra 130 e 250 gradi.
- 2) La direzione del vento a 500 hPa è nel range tra 210 e 310 gradi.
- 3) La differenza nelle direzioni del vento è positiva.

4) entrambe le velocità del vento ad 850 hPa e 500 hPa sono minori di 15 nodi. L'ultimo termine non si annulla (e l'indice Sweat cresce) in caso di forte baroclinicità e di forti avvezioni termiche, condizioni a cui sono associati intensi temporali di tipo "frontale". Fissato un valore soglia SW_{th} , si può ritenere, che quando $SW < SW_{th}$, il fattore frontale sia debole e, se si verifica il temporale, questo possa essere classificato come "termoconvettivo". Nessun termine nella formula può essere negativo. Ci si attendono temporali forti per valori dell' indice SW intorno ai 300 o più, mentre per i tornado si attendono valori maggiori di 400.

Occorre precisare che tutte le soglie indicate per gli indici di instabilità sono fortemente influenzate dalle condizioni ambientali locali e soggette a variazioni anche consistenti tra diverse aree climatiche. Quelle esposte sono soglie indicative che si riferiscono perlopiù a studi effettuati negli anni 70-80 su dati di temporali verificatisi negli USA ed Australia.

Capitolo 3

Alberi decisionali

3.1 L'albero decisionale di Colquhoun

Durante la fase previsionale, per buona parte dell'anno (ad eccezione dei mesi invernali), si ricorre alla consultazione degli indici di instabilità al fine di fornire il rischio di formazione di fenomeni a carattere temporalesco. Ciò viene fatto soprattutto quando la dinamica crea le condizioni, come già detto, per il sollevamento verticale; ma in alcuni casi, come ad esempio in presenza di un accumulo elevato di calore o di brezze locali, possono osservarsi formazioni temporalesche anche in situazioni apperentemente innoque (es. alta pressione). Attualmente, ai fini previsionali, si utilizzano sia gli indici ricavati da misure di radiosondaggi, che si effettuano due volte al giorno, sia gli indici calcolati sulla base dell'uscita dei modelli matematici. Ovviamente i dati forniti da radiosondaggio godono di una maggiore attendibilità e verosimiglianza alla realtà, rispetto a quelli forniti dai modelli; tuttavia quest'ultimi consentono in primis di avere dei dati dell'atmosfera più vicini all'evento previsionale in termini temporali, in secondo luogo forniscono una spazializzazione 3D più accurata visto che il passo di griglia dei modelli arriva fino a 2 km.

Gli alberi decisionali sono schemi che indicano l'ordine con cui analizzare i diversi indici di instabilità al fine di prevedere la probabilità che si sviluppi un temporale e le sue caratteristiche principali (intensità dei venti, velocità di spostamento, presenza di vorticità) ; tali schemi sono composti da una serie di decisioni, prese sulla base di valori soglia, che indicano il percorso da seguire tra le possibili tracce disponibili. Ogni centro meteorologico possiede un proprio albero decisionale, più o meno complesso, che si adatta alle condizioni locali ed ottimizza la previsione di fenomeni temporaleschi per l'area considerata. Dal punto di vista teorico, però, ci si riferisce allo studio fatto da J.R. Colquhoun presso l'Australian Bureau of Meteorology nel 1987 [18] ed al suo aggiornamento effettuato nel 1997 con la collaborazione di G. A. Mills [10].

Nella figura 3.1 si riporta l'albero decisionale base proposto nel primo studio da Col-

quhoun, il quale si è basato sulle indicazioni della Forecasters Conference (Bureau of Meteorology, 1979); i valori soglia dei parametri sono da intendersi indicativi e non definitivi.

Il seguente albero decisionale prevede sedici decisioni da prendere, secondo i valori soglia riportati in tabella 3.1, che possono essere riassunte in quattro questioni fondamentali:

- 1) sono possibili temporali? (decisioni 1. - 4.)
- 2) sono possibili temporali intensi? (decisioni 5. - 6.)
- 3) sono possibili temporali intensi con tornado e locali allagamenti? (decisioni 7. - 9.)
- 4) sono possibili temporali intensi con tornado , downburst e locali allagamenti? (decisioni 10. - 16.)

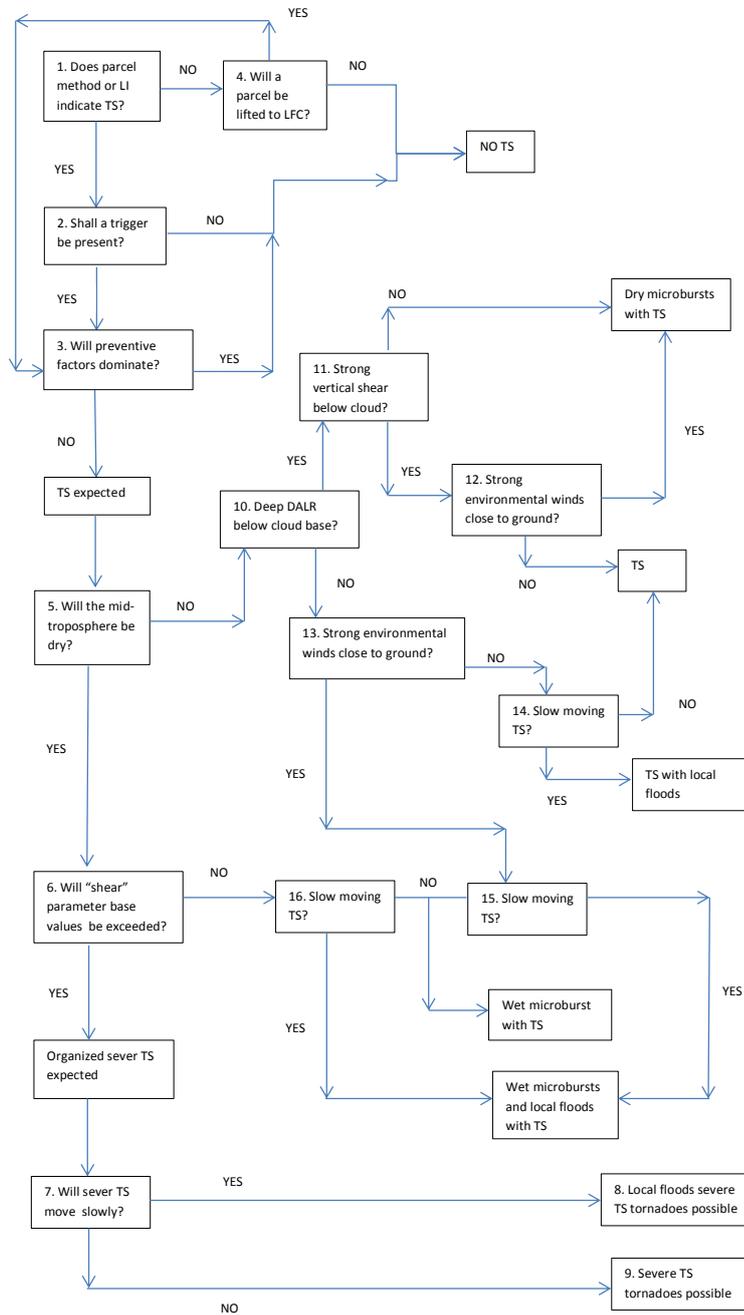


Figura 3.1: Albero decisionale dei temporali. [J.R. Colquhoun 1987]. LI (lifted Index), TS (thunderstorm), LFC (level of free convection), DALR (dry adiabatic lapse rate).

Tabella 3.1: Valori soglia per le decisioni contemplate all'interno dell'albero decisionale di Colquhoun.

Decisione	valori soglia
1.	top nube > 8 km oppure LI < -1
2.	divergenza a 900 hPa $< -5 * 10^{-3}[s^{-1}]$ oppure moto verticale a 850 hPa $< -5[hPa h^{-1}]$
3.	subsidenza $> 5[hPa h^{-1}]$ nello strato fra 400 e 500 hPa
4.	nessun valore soglia specificato
5.	umidità relativa media dello strato compreso tra 600 e 500 hPa $< 75\%$
6.	vertical wind shear a 600 hPa $> 11.5[ms^{-1}]$ oppure a 500 hPa $> 15.1[ms^{-1}]$
7.	velocità del temporale $< 5.1[ms^{-1}]$
8. - 9.	vertical wind shear (600 hPa): $F_0 - F_2$ range $11.5 - 22.7[ms^{-1}]$; $F_3 - F_5$ range $> 22.7[ms^{-1}]$
10.	nessun valore soglia specificato
11.	below-cloud-base shear $> 13.0[s^{-1} * 1000]$
12. - 13.	a 900 hPa vento $> 15.0[ms^{-1}]$
14. - 15. - 16.	velocità del temporale $< 7.7[ms^{-1}]$

note:

1. Il top nube si può individuare tramite il EL (livello di equilibrio)
2. Non viene specificato come calcola la divergenza
4. Si può considerare un CIN nullo
5. In uno studio più recente [10] viene corretta la soglia a 60 % basandosi sulle caratteristiche del regional NWP model utilizzato dal Australian Bureau of Meteorology.
6. l'opzione a 500 hPa si utilizza solo se non si riesce ad avere valori ai 600 hPa.
7. Per calcolare la velocità del temporale si utilizza il metodo di Colquhoun secondo cui la velocità del temporale risulta essere quella che massimizza il flusso totale di massa del temporale dato da:

$$R = -\frac{D}{g} \int_{p_0}^{p_t} |(V(p) - V_s) * \hat{V}_s| dp$$

con p_0 pressione alla superficie, $p_t = 450$ hPa, D ampiezza del flusso all'updraft o downdraft (assunta unitaria), g accelerazione gravitazionale, V_s velocità del temporale, V_p la velocità del vento ambientale.

In [Mills and Colquhoun, 1998] la soglia viene indicata come $5.5[m s^{-1}]$.

8. - 9. I risultati ottenuti con le scelte 8. e 9. possono essere confrontati con la tabella sulle intensità dei tornado (Enhanced Fujita Scale in uso presso il NOAA) per una conferma ed una classificazione finale dell'evento previsto (Appendice A tabella 4.2)

Nel caso in cui si utilizzano i valori del vertical wind shear a 500 hPa: $F_0 - F_2$ range 15.1 – 26.8[$m s^{-1}$]; $F_3 - F_5$ range > 26.8[$m s^{-1}$].

10. Si può considerare il lapse rate al di sotto della nube e richiedere che sia minore del lapse rate adiabatico secco ovvero $< 9.8[\frac{^{\circ}C}{km}]$

14. - 15. - 16. Anche in questo caso la velocità del temporale si desume con il metodo di Colquhoun mostrato in scelta 6. ed anche in questo caso, da studi più recenti si è aggiornato il valore soglia in $< 5.5[m s^{-1}]$

3.2 Applicazione dell'albero decisionale di Colquhoun alle previsioni della Val Padana

Il presente caso studio prevede l'applicazione della teoria decisionale di Colquhoun [18] ad un'area geografica diversa da quella per cui tale teoria è stata elaborata; si considerano, infatti, radiosondaggi relativi alla Pianura Padana e nel caso più specifico si utilizzano dati provenienti da alcune stazioni distribuite sul territorio dell'Emilia Romagna.

Si vuole, quindi, dimostrare se tale albero decisionale sia applicabile alle condizioni climatiche della Pianura Padana e se sia utilizzabile, in fase operativa, per la previsione di fenomeni temporaleschi con alcune ore di anticipo rispetto all'evento.

3.2.1 Metodo di analisi

Considerando che allo stato dell'arte la modellistica numerica è non-idrostatica e ad alta risoluzione, si è scelto l'approccio di Model Output Statistic (MOS)[Glahn and Lowry, 1972], ossia si sono utilizzati i radiosondaggi simulati dalla modellistica numerica piuttosto che correlare i radiosondaggi osservati con le osservazioni di fenomeni temporaleschi al suolo (quest'ultimo è l'approccio Perfect Prog). Questo metodo tende ad eliminare gli errori sistematici del modello, ma richiede delle successive fasi di test allorchè il modello subisce delle modifiche.

Il vantaggio del MOS è quello di utilizzare i dati previsti e quindi disponibili il giorno prima, con l'obiettivo di prevedere fenomeni temporaleschi con alcune ore di anticipo, inoltre, i radiosondaggi previsti disponibili sono più numerosi di quelli osservati a causa degli alti costi che quest'ultimi richiedono.

Per testare il sistema di previsione tramite albero decisionale si sono utilizzate le previsioni del modello COSMO-I7 (7 km) adoperato presso la sala operativa meteorologica di ARPA-SIMC Emilia Romagna.

L'albero decisionale utilizza come sistema di selezione degli eventi una serie di parametri termodinamici che non sono presenti nei database di ARPA-SIMC ad alta granularità, poichè la dimensione dei volumi delle previsioni è troppo onerosa per consentirne l'archiviazione. Per calcolare tali parametri, quindi, si sono utilizzati alcuni file che riportano i profili di temperatura, umidità specifica e del vento, nelle tre dimensioni, previsti su alcune località dell'Emilia Romagna e sul resto della Pianura Padana:

- Piacenza
- Bologna
- Ferrara
- Rimini
- Torino
- Verona

- + Milano Linate
- + Udine Campoformido
- + San Pietro Capofiume

Le ultime tre stazioni sono le uniche in cui si effettuano i radiosondaggi osservati oltre a quelli previsti.

I dati osservati, ovvero quelli che indicano se si sia sviluppato un temporale oppure no, provengono dalle osservazioni in tempo reale del tempo in atto: sono le cosiddette osservazioni a vista, che vengono fornite nei report meteorologici formulati dalle stazioni presidiate da personale (A.M. o E.N.A.V) (figura 3.2).

In Pianura Padana sono presenti i dati sulle seguenti stazioni sinottiche:

- Milano Linate
- Milano Malpensa
- Bergamo Orio Al Serio
- Brescia Ghedi
- Novara Cameri
- Torino Caselle
- Mondovì
- Verona
- Venezia Tessera
- Udine Rivolto
- Treviso Istrana
- Treviso S. Angelo
- Bolzano
- Piacenza S. Damiano
- Bologna Borgo Panigale
- Cervia
- Rimini
- Punta Marina
- Ferrara

In questo modo, per ogni stazione di radiosondaggio previsto, si utilizzano diverse stazioni di osservazione adiacenti: tale approccio fornisce una maggiore affidabilità dei dati provenienti da osservazione e quindi una maggiore accuratezza dello studio.

È necessario puntualizzare che a causa della mancanza di un coordinamento unico delle stazioni di osservazione sinottiche e di quelle di radiosondaggio, non vi è un archivio organizzato dei dati: in molti casi le osservazioni non sono continue o sono addirittura errate per via dei messaggi in automatico. Ciò ha comportato la scelta di un periodo di studio abbastanza limitato (2010-2013), dettata dalla continuità dei dati a disposizione. Le stazioni principali forniscono un servizio continuo, emettendo un bollettino ogni tre



Figura 3.2: Mappa delle stazioni che effettuano METAR (METeorological Aerodrome Report) e/o TAF (Terminal Aerodrome Forecast). I simboli verdi indicano stazioni meteorologiche che effettuano solamente osservazioni; i simboli gialli rappresentano aeroporti che effettuano sia osservazioni del tempo in atto che previsioni terminali d'aeroporto. L'aggiornamento delle osservazioni è effettuato in funzione delle peculiarità dell'osservatorio di interesse mentre la validità delle previsioni è di 9 ore con emissione a cadenza trioraria oppure di 18/24 ore con emissione a cadenza esoraria in funzione dell'attività aeroportuale. [44]

ore, mentre quelle secondarie effettuano un servizio cosiddetto alba-tramonto dalle 6 alle 18 UTC. I dati trasmessi in tempo reale spesso hanno dei ritardi, oppure non sono trasmessi nella rete globale di telecomunicazione dell'organizzazione meteorologica mondiale (G.T.S. global telecommunication system), cosicché nel caso positivo in cui sia presente l'osservazione di temporale è possibile utilizzare l'informazione per validare il metodo, ma nel caso in cui manchi l'informazione non è possibile postulare l'esistenza o meno dell'evento.

Per individuare i fenomeni temporaleschi verificatisi durante il periodo analizzato (marzo-luglio 2010-2013) sono stati scanditi inizialmente i SYREP (SYNOP Report), messaggi riepilogativi giornalieri nei quali sono riportati i valori atmosferici registrati nell'arco delle 24 ore. In seguito si è integrata l'informazione tramite i METAR (METeorological Aerodrome Report) (figura 3.3) ed i SYNOP(Surface SYNOptic Observations).

Esempio di METAR:

METAR LIRA 201955Z 22015G25KT 1400 R28R/1600 **TSRA** OVC010CB 02/01 Q1001
NOSIG 36491028 RMK SLP013 T01760158

Collocazione spazio-temporale

LIRA: identificativo della stazione originatrice del rapporto, in questo caso Roma Ciampino

20: 20° giorno del mese corrente

1955Z: ore 1955Z

Vento

220: direzione vera a 3 cifre arrotondata alla decina di gradi

15: intensità a 2 o a 3 cifre

G: presenza di raffiche

25KT: vento massimo ed unità (KT) NODI

Visibilità

1400: visibilità di 1400 metri

R28R/1600: portata visuale di pista per la pista 28 Destra è 1600 metri

Tempo significativo in atto

TSRA: Temporale/pioggia moderata La forma è un descrittore a due lettere (per es. TS, SH, DR) preceduto dalla intensità e seguito a volte dal fenomeno meteo anch'esso descritto a due lettere (per es. RA, SN, FG)

Intensità o prossimità di fenomeni meteo:

-	→ debole
+	→ forte
senza segno	→ moderata
VC	→ nelle vicinanze

Nubi

OVC010CB: copertura, altezza e tipo di nubi. In questo caso cielo coperto di nubi di tipo Cumulonembi e base a 1000 piedi

Temperature

02/01: Temperatura/Temperatura di Rugiada indicate in gradi Celsius.

Pressione

Q1001: valore del QNH (cioè il valore di pressione letto sullo strumento della stazione ridotto al livello del mare corretto in atmosfera standard) osservato e arrotondato per difetto al più vicino valore intero in hectoPascal.

NOSIG: nessun cambiamento significativo nelle successive due ore a partire dall'orario di emissione del Metar.

Le info rimanenti indicano le condizioni della pista dell'aeroporto a cui fa riferimento il METAR.

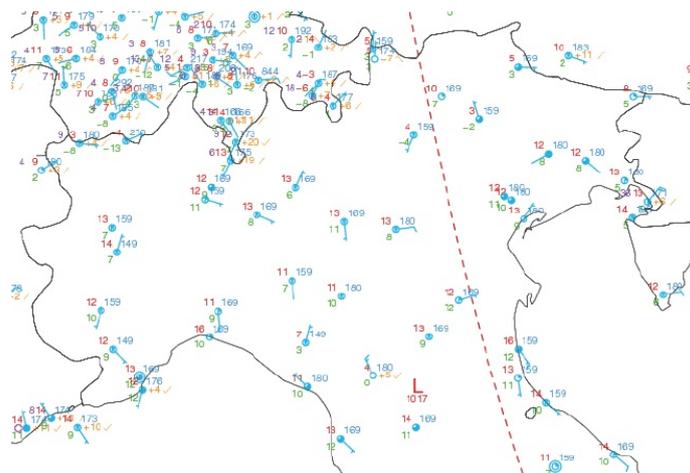


Figura 3.3: Rappresentazione grafica dei METAR nel Nord Italia.

In rosso è stata evidenziata la parte di codice consultata per ricavare le osservazioni di temporali:

TSRA: TS thunderstorm, RA rain

Per rendere completo l'archivio dei dati osservativi di eventi temporaleschi si sono utilizzate infine le rilevazioni delle fulminazioni (figura 3.4): tale metodo prevede la visualizzazione delle mappe e l'attribuzione soggettiva dell'osservazione alle varie località dotate di radiosondaggio previsto dalla modellistica numerica.

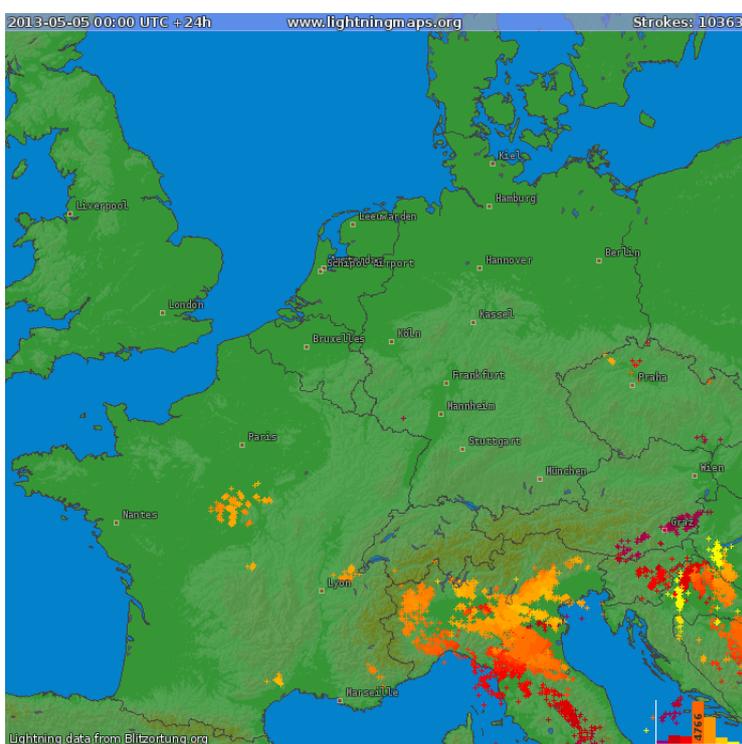


Figura 3.4: Mappa delle fulminazioni registrate in 24h nel Nord Italia relative al 05 maggio 2013. [72]

È importante sottolineare che sono stati presi in considerazione solo i casi che presentavano nuclei di scariche significativi, coprendo circa il 10% dei dati di archivio, sia per l'attribuzione di evento temporalesco che per il caso della giornata non temporalesca. I parametri utilizzati per effettuare le scelte all'interno dell'albero decisionale sono stati adottati in base alla disponibilità delle informazioni fornite dai modelli; anche le soglie decisionali sono state adattate al caso studio per massimizzare il rendimento dell'albero decisionale.

Tabella 3.2: Tabella di contingenza per fenomeni temporaleschi: A temporali previsti ed osservati, B previsti e non osservati (falsi allarmi), C non previsti ed osservati (mancati allarmi), D non previsti e non osservati.

		OSSERVATI	
	TEMPORALI		
PREVISTI		SI	NO
	SI	A	B
	NO	C	D

Ad esempio, per rappresentare la velocità del temporale richiesta nella scelta 7. della figura 3.1, si utilizza il vento medio nei primi 6000 m, ricavato dall'odografo; oppure nella scelta 2. si considera la velocità verticale ad 850 hPa piuttosto che la divergenza. La maggior parte dei parametri richiesti sono forniti direttamente dal modello, ad eccezione degli indici come CAPE, CIN, Showalter che invece sono calcolati tramite apposite formule definite all'interno della libreria termodinamica di ARPA-SIMC.

Per lo studio in questione si sono quindi confrontate le previsioni di temporale, ottenute tramite albero decisionale e basate sull'uscita dei modelli il giorno precedente all'evento, con le osservazioni effettuate e trasmesse tramite variabile logica (1 evento temporalesco, 0 non evento temporalesco).

I dati osservati al suolo dalle stazioni della rete sinottica internazionale, codificati secondo una tabella di codice internazionale, sono significativi per un'area di circa 100 km di raggio, così come stabilito dalla convenzione del W.M.O.; nel caso di temporale in atto in una determinata zona, sono riportate le osservazioni di evento temporalesco sulla stazione anche quando non ci sono, o non ci sono state, precipitazioni in atto.

Secondo una tabella di contingenza (vedi tabella 3.2), costruita sulla base dei dati previsti e osservati, vengono calcolati alcuni indici statistici, che danno un'idea della qualità delle previsioni [6].

3.2.2 Indici statistici di qualità delle previsioni

Nessun indice, da solo, è sufficiente a stabilire la bontà delle previsioni, ma ciascuno fornisce informazioni diverse e viene utilizzato a seconda della necessità:

♣ ACC (ACCURACY): permette di valutare la frazione di previsioni corrette rispetto al totale delle previsioni.

$$ACC = \frac{(A+D)}{(A+B+C+D)}$$

range: $0 \rightarrow 1$ perfect score= 1

ATTENZIONE: questo indice è fortemente influenzato dal tipo di evento più comune (nel caso delle precipitazioni è l'evento "NO")

♣ BIAS : permette di valutare la frequenza di previsione di eventi "SI" rispetto alla frequenza del verificarsi di eventi "SI", cioè è indicativo della tendenza a sovrastimare o sottostimare il numero di eventi "SI".

$$BIAS = \frac{(A+B)}{(A+C)}$$

range: $0 \rightarrow \infty$

BIAS>1 indica sovrastima del numero di eventi "SI" previsti

BIAS<1 indica sottostima del numero di eventi "SI" previsti

ATTENZIONE: questo indice non valuta la corrispondenza tra eventi "SI" correttamente previsti e quelli osservati ma solo la loro frequenza relativa.

♣ POD (PROBABILITY OF DETECTION) o HR (HIT RATE): rappresenta la frazione dei "SI" correttamente previsti rispetto al numero totale di volte in cui l'evento "SI" si è verificato.

$$POD = \frac{A}{(A+C)}$$

range: $0 \rightarrow 1$ perfect score= 1

ATTENZIONE: vengono ignorati i falsi allarmi, quindi per assurdo si potrebbe migliorare questo score prevedendo costantemente l'evento "SI". Va quindi guardato in relazione al numero di falsi allarmi.

♣ FAR (FALSE ALARM RATIO): rappresenta la frazione di eventi previsti "SI" ma non verificati rispetto al numero totale di eventi "SI" previsti.

$$FAR = \frac{B}{(A+B)}$$

range: $0 \rightarrow 1$ perfect score= 0

♣ POFD(PROBABILITY OF FALSE DETECTION) o F (FALSE ALARM RATE): rappresenta la frazione di eventi previsti “SI” ma non verificati rispetto al numero totale di eventi che non si sono verificati. In altre parole rappresenta la frazione di eventi osservati “NO” che era stata erroneamente prevista come “SI”.

$$POFD = \frac{B}{(B+D)}$$

range: $0 \rightarrow 1$ perfect score= 0

♣ TSc (Threat Score): rappresenta la frazione di eventi “SI” correttamente previsti rispetto al numero totale di eventi “SI” previsti e/o osservati.

$$TSc = \frac{A}{(A+B+C)}$$

range: $0 \rightarrow 1$ perfect score= 1

ATTENZIONE: questo indice è una misura di accuratezza per gli eventi che contano, viene penalizzato sia dai mancati che dai falsi allarmi ma non distingue il tipo di errore.

3.2.3 Valutazione delle previsioni di temporali in Val Padana tramite Threat Score

Al fine di ricavare informazioni sulla affidabilità della previsione di temporali da parte dei modelli utilizzati, si è scelto di monitorare l’andamento dell’ultimo indice ovvero il Threat Score (TSc) perché ritenuto più appropriato al tipo di informazione ricercata. Un modello è definito sufficientemente attendibile per questo tipo di fenomeni se il suo TSc è maggiore di 0.6 [39].

Definiamo di seguito, il codice identificativo di ogni stazione meteorologica per il WMO (stazione di osservazione o aeroporto in cui viene compilato un METAR) :

16008 SAN VALENTINO ALLA MUTA

16020 BOLZANO

16021 PASSO ROLLE

16022 PAGANELLA

16044 UDINE CAMPOFORMIDO

16059 TORINO CASELLE

16061 BRIC DELLA CROCE
16064 NOVARA CAMERI
16066 MILANO MALPENSA
16080 MILANO LINATE
16084 PIACENZA SAN DAMIANO
16088 BRESCIA GHEDI
16090 VERONA VILLAFRANCA
16095 PADOVA
16098 TREVISO ISTRANA
16099 TREVISO SANT'ANGELO
16101 VENEZIA LIDO
16105 VENEZIA TESSERA
16107 CONCORDIA SAGITTARIA
16108 RONCHI DEI LEGIONARI
16110 TRIESTE
16114 MONDOVÌ
16124 PASSO DELLA CISA
16134 MONTE CIMONE
16138 FERRARA
16140 BOLOGNA BORGO PANIGALE
16146 PUNTA MARINA
16148 CERVIA
16149 RIMINI

Nei test che seguono si ricorre ad un confronto tra l'uscita dell'albero decisionale di Colquhoun basato sugli indici previsti dal modello COSMO-I7 (run delle 00 UTC) per l'intervallo da +24 h a +48 h ed i fenomeni temporaleschi osservati nello stesso intervallo temporale scandendo a passi di 6 ore.

Il TSc, all'interno di questo studio, si può riferire a tre tipologie di calcolo diverse:

- 1) puntuale, si riferisce al confronto previsione-osservazione per una singola stazione,
- 2) globale, si riferisce al calcolo del TSc considerando la somma dei valori A,B,C per tutte le stazioni considerate,
- 3) upscaling, si riferisce al confronto tra tutte le previsioni e tutte le osservazioni relative alle stazioni senza discriminare nello spazio: il temporale si considera previsto ed osservato se è stato previsto in almeno una macro-area della regione e si è osservato nella stessa o in un'altra zona all'interno della regione.

All'interno del primo test effettuato si considerano i dati provenienti da osservazioni sinottiche e da METAR, includendo nello studio anche alcune stazioni di montagna. Il periodo analizzato risulta abbastanza esteso, marzo-ottobre 2010-2013 ed il risultato otte-

nuto secondo la tabella di contigenza 3.2, in presenza di queste informazioni è il seguente:

A: 1687.0000

B: 4265.0000

C: 1550.0000

D: 12378.000

n. staz.	A	B	C	D
16008	49.000000	217.00000	35.000000	599.00000
16020	43.000000	205.00000	31.000000	535.00000
16021	78.000000	188.00000	72.000000	558.00000
16022	6.000000	181.00000	81.000000	552.00000
16059	29.000000	57.000000	26.000000	197.00000
16061	115.00000	131.00000	88.000000	570.00000
16064	45.000000	110.00000	47.000000	426.00000
16066	76.000000	224.00000	44.000000	529.00000
16080	95.000000	207.00000	61.000000	523.00000
16084	78.000000	196.00000	80.000000	547.00000
16088	96.000000	198.00000	76.000000	516.00000
16090	101.00000	162.00000	103.00000	522.00000
16098	116.00000	151.00000	111.00000	522.00000
16099	100.00000	107.00000	111.00000	428.00000
16105	56.000000	192.00000	67.000000	537.00000
16110	80.000000	125.00000	109.00000	577.00000
16114	49.000000	196.00000	35.000000	623.00000
16124	36.000000	143.00000	50.000000	402.00000
16134	75.000000	189.00000	83.000000	553.00000
16138	49.000000	230.00000	50.000000	565.00000
16140	51.000000	208.00000	54.000000	583.00000
16146	29.000000	195.00000	18.000000	437.00000
16148	82.000000	222.00000	56.000000	539.00000
16149	73.000000	231.00000	62.000000	538.00000

Il threat score globale relativo alla Pianura Padana è 0.22, un valore molto basso che indica un numero eccessivo di falsi allarmi (B) e mancati allarmi (C). Questo risultato è attribuibile in parte ai dati provenienti in automatico dalle stazioni: quando non vi è l'osservazione da parte del personale preposto, la stazione invia automaticamente il valore 0 ovvero "no temporale" e questo errore si ripercuote nel valore B che evidenzia un elevato numero di falsi allarmi.

Per eliminare il problema citato, si ricorre nel secondo test all'utilizzo delle fulminazioni, imponendo che si sia verificato un temporale quando è presente un'attività elettrica

importante.

In questo caso non si considerano più le singole stazioni di osservazione ma un cluster di stazioni prossime alle località per le quali sono disponibili i radiosondaggi previsti; questa tecnica di informazione integrata ci permette di eliminare tutti i problemi legati ai singoli report osservativi e di ottenere un'informazione obiettiva sui fenomeni che si sono verificati realmente.

Le stazioni considerate qui di seguito si riferiscono a località collocate in pianura, per evitare le difficoltà legate alla dinamica in montagna, ed il periodo considerato si riduce all'intervallo 2011-2013 a causa della mancanza di alcuni dati:

A: 950.00000

B: 686.00000

C: 1052.0000

D: 2613.0000

n. staz.	A	B	C	D
16059	158.00000	24.000000	274.00000	206.00000
16080	194.00000	44.000000	181.00000	244.00000
16084	152.00000	57.000000	180.00000	274.00000
16140	125.00000	69.000000	147.00000	322.00000
16138	114.00000	92.000000	106.00000	351.00000
16095	88.000000	118.00000	85.000000	370.00000
16149	80.000000	149.00000	44.000000	390.00000
16044	39.000000	133.00000	35.000000	456.00000

Il threat score globale è 0.35, quindi migliorato rispetto al caso precedente ma comunque non sufficiente a definire il metodo di previsione dei temporali utilizzato, un metodo attendibile. Presumibilmente un tale miglioramento è attribuibile all'aumento di dati osservativi: infatti da un confronto con il primo test si evince una diminuzione sostanziale dei falsi allarmi ed un aumento marcato dei mancati allarmi.

Indagando l'indice puntuale per ogni stazione dell'Emilia Romagna si nota una previsione più corretta per le stazioni emiliane ($PC\ TSc = 0.39$) mentre il threat score risulta molto basso in Romagna, soprattutto Rimini ($TSc = 0.29$). Questo risultato, che non sorprende, rispecchia la difficoltà maggiore che il modello COSMO riscontra nel prevedere fenomeni a carattere temporalesco proprio in Romagna: ad est, infatti, l'appennino, che si presenta più basso, fornisce una forzante minore per l'aria proveniente da N-NE. Ad ovest invece, la forzatura indotta dalle vette più alte dell'Appennino Tosco-Emiliano permette una più frequente formazione di temporali (un esempio è riportato in figura 3.5). Il fenomeno appena descritto è difficilmente riconosciuto dalla modellistica numerica, che, nel caso della Romagna, produce una sovrastima dei fenomeni [40] e di conseguenza un elevato numero di falsi allarmi. Lo stesso tipo di errore (in questo caso sottostima) si presenta in Emilia per flusso da sud-ovest, ma dal punto di vista quanti-

tativo, questo deficit influisce in maniera minore. Da uno studio condotto sui temporali in Pianura Padana [7] emerge che la maggior parte degli eventi è associata a forzatura dinamica su scala sinottica, come ad esempio il passaggio di fronti (generalmente freddi) e molto spesso questi fronti sono collegati a depressioni che interessano tutto il Centro-Nord Italia. Al contrario, sono pochi i casi di temporali legati alla termodinamica locale, come ad esempio instabilità statica generata da riscaldamento intenso. Di conseguenza la comprensione dell'interazione del flusso su larga scala con l'orografia locale è basilare per la previsione di temporali in E.R..

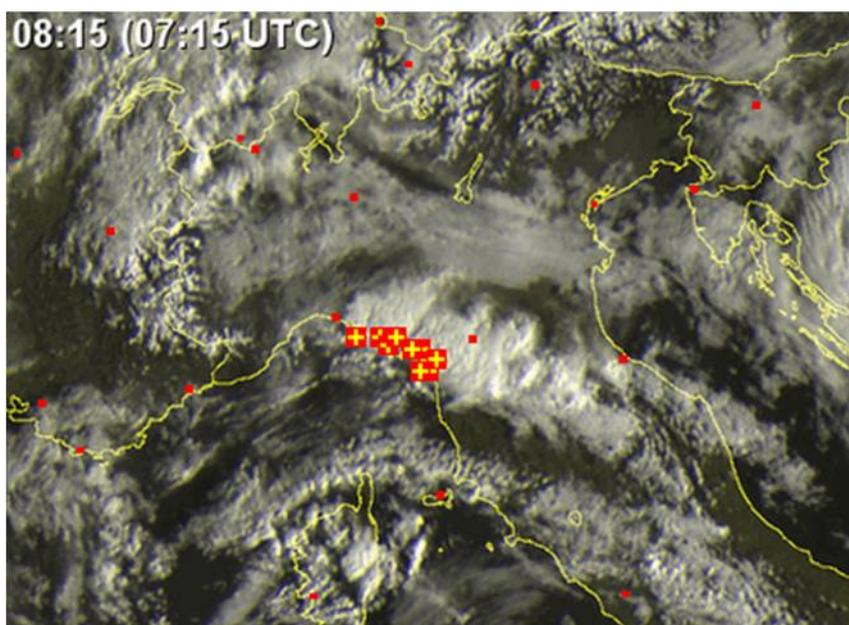


Figura 3.5: Temporali orografici in Emilia Romagna per ingresso di aria fredda da NE. [74]

Nel terzo test si confrontano previsioni ed osservazioni riferite a località di pianura dell'Emilia Romagna considerando che:

- l'evento è previsto se previsto almeno su una delle quattro località emiliane di radio-sondaggio previsto
- l'evento è verificato se osservato su una delle sei località di osservazione.

Anche in questo caso si è fatto ricorso alle fulminazioni per un'informazione più completa degli eventi ¹ ed il periodo studiato è relativo agli anni 2011-2013 con 714 giorni di dati.

¹L'informazione relativa all'attività elettrica di un temporale risulta molto importante anche in fase di nowcasting ed elaborazione della dinamica di una cella. Gli attuali strumenti consentono di conoscere le scariche che si osservano ogni 5 minuti, precisandone intensità, polarità e direzione e differenziando le scariche nube-nube con quelle nube-terra: grazie a queste informazioni è possibile discriminare gli stadi

macro-osservazione

A: 287

B: 140

C: 71

D: 216

Il threat score calcolato da upscaling è 0.58. L'indice ricavato da informazione integrata risulta abbastanza alto e vicino a quello che è ritenuto un valore apprezzabile. È opportuno dire che il risultato è ottenuto da una generalizzazione dei fenomeni su tutta la regione: ad esempio, se un evento è stato previsto a Bologna ma si è verificato su Rimini, per la logica considerata, la previsione risulta corretta e viene conteggiata nei casi (A). Manca però una collocazione spaziale e temporale del fenomeno perchè in questo test non si differenziano i fenomeni né all'interno delle macroaree e né negli step orari di osservazione.

Si deduce quindi che il modello è abbastanza affidabile nel prevedere la possibilità che si sviluppino fenomeni temporaleschi nelle zone pianeggianti della regione ma non è in grado di localizzarli con precisione.

Nel quarto test si considera l'Emilia Romagna suddivisa in macro-settori (figura 3.6): è previsto l'evento se è previsto in almeno un macro-settore e si considera verificato se è osservato all'interno della regione (pianura). Analogamente al terzo test, se si è previsto temporali nell'area occidentale ma si sono verificati in quella centrale o orientale, la previsione viene considerata corretta. La differenza sta nel fatto che in questo caso si sono omesse le informazioni relative alle fulminazioni ed il periodo analizzato comprende il quadriennio 2010-2013 con 906 giorni di dati.

macro-osservazione

A: 182

B: 312

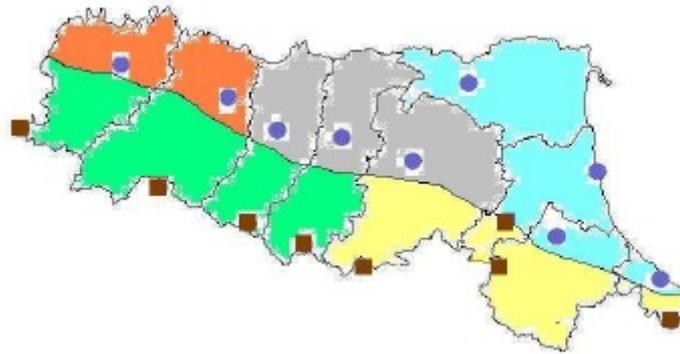
C: 36

D: 376

Il threat score ottenuto (upscaling) risulta 0.34. Senza l'uso delle fulminazioni si evince una riduzione degli eventi previsti ed osservati (A); ma il threat score è influenzato negativamente anche da un aumento dei falsi allarmi.

Il risultato non sorprende visto che in questo caso non si è utilizzata l'informazione completa delle fulminazioni; come atteso, in assenza di una visione completa sui fenomeni avvenuti, il numero di falsi allarmi cresce di molto ed evidenzia la carenza informativa

di evoluzione di un temporale (formazione, maturità e dissipazione).



- Pianura occidentale (PC-PR)
- Pianura centrale (RE-MO-BO)
- Pianura orientale (FE-FC-RA-RN)
- Rilievi occidentali (PC-PR-RE-MO)
- Rilievi orientali (BO-FC-RA-RN)

Figura 3.6: Divisione in cinque macrosettori dell'Emilia Romagna e località scelte come riferimento puntuale per i modelli.



Figura 3.7: Definizione geografica dei cinque macrosettori; la suddivisione è stata effettuata sulla base dei confini provinciali e della orografia regionale.

da parte delle stazioni al suolo, mentre i mancati allarmi si riducono di oltre la metà. È evidente l'importanza dei dati osservativi per gli studi di validazione e verifica dei modelli; oltre alla distribuzione della rete di osservazione esiste un problema di definizione della realtà e di osservazioni obiettive dei fenomeni. In questo caso le informazioni provenienti da stazioni al suolo non coincidono perfettamente con i fenomeni definiti tramite satellite, per questo è fondamentale l'integrazione dei dati da più strumenti, soprattutto per i temporali, la cui distinzione non è semplice.

Purtroppo, per mancanza di dati di osservazione dalle stazioni di montagna, non è stato possibile il calcolo del loro threat score e quindi un confronto con le stazioni di pianura. Si presume che, nel caso di aree di montagna, il TSc abbia un valore più elevato rispetto ai valori trovati nell'ultimo test per le aree di pianura; questo perché i temporali in appennino sono più frequenti, di conseguenza è più facile che la previsione corretta di tipo (A) aumenti, soprattutto se non si considera la localizzazione esatta degli eventi. Se, invece, si dovessero calcolare gli score relativi ad ogni macroarea sicuramente i risultati sarebbero simili alle località di pianura; i modelli, infatti, vedono l'appennino come uno smooth delle variazioni di quota (figura 3.8) e questa approssimazione va ad alterare in parte la forzante orografica prevista per i temporali: più il modello è a bassa risoluzione, più non vede i dettagli orografici [41].

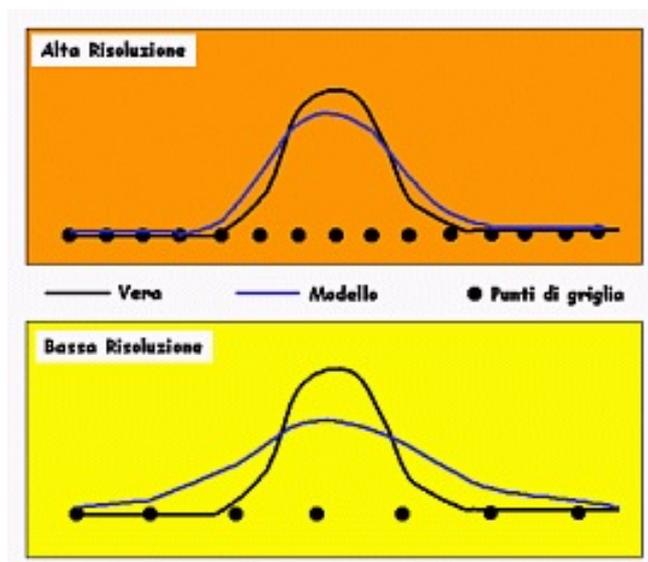


Figura 3.8: Smoothing orografico dei modelli: in quelli ad alta risoluzione (figura sopra) vengono risolte le variazioni di quota anche su brevi distanze, mentre in quelli a bassa risoluzione (figura sotto) le catene montuose vengono rappresentate come altipiani la cui quota è ricavata come altezza media della catena.

Nel quinto test effettuato sull'albero di Colquhoun, si è deciso di consultare i parametri previsti da COSMO-I2, nel periodo 2011-2013 ed utilizzando le fulminazioni per la verifica dei temporali. Le località considerate sono rispettivamente Piacenza, Bologna, Ferrara e Rimini, poste tutte in pianura.

A: 642.00000

B: 570.00000

C: 370.0000

D: 0.0000

n. staz.	A	B	C	D
16084	205.00000	90.000000	149.00000	0.0000000
16140	188.00000	115.00000	105.00000	0.0000000
16138	155.00000	157.00000	80.000000	0.0000000
16149	94.000000	208.00000	36.000000	0.0000000

Il TSc globale per l'Emilia Romagna è 0.40. Indicativamente ricalca i risultati di COSMO-I7, evidenziando una moderata differenza nel valore puntuale tra stazioni dell'entroterra e Rimini. Anche questo modello che esplicita la convezione è soggetto all'errore di tipo modellistico/sinottico legato all'interazione dei flussi con l'Appennino.

La persistenza di queste differenze tra Emilia e Romagna induce a pensare anche ad una spiegazione di tipo climatico: il settore occidentale subisce gli effetti delle precipitazioni provenienti dal Tirreno, se o quando i sistemi frontali raggiungono la Romagna, hanno perso di intensità poichè questa è mediamente più lontana dal raggio di azione dei sistemi frontali più intensi, tranne nel caso, appunto, di fronti di Bora.

In entrambe le zone, quindi, esistono fattori di errore della previsione, ma la quantità di fenomeni che si verificano in Emilia risulta molto più alta di quelli della Romagna (somma dei valori A+ C, PC \rightarrow 354, RN \rightarrow 130)); osservando invece il totale degli eventi previsti (somma dei valori A+ B, PC \rightarrow 295, RN \rightarrow 302) si nota che il modello prevede quasi lo stesso numero di eventi sulle due località.

Riassumendo, c'è una differenza climatica tra le due aree non percepita dal modello, ed anche se si ha una sovrastima su RN ed una sottostima su PC, il TSc è molto diverso essendo questo indice influenzato maggiormente dal numero di "eventi" piuttosto che dal numero di "non eventi".

Infine, il sesto test fornisce i dati di confronto previsione-osservazione generalizzando su tutti i macrosettori (solo pianura) e considerando 713 giorni tra il 2011 ed il 2013.

Le previsioni provengono da COSMO-I2 e sono considerate corrette se si prevede temporale in regione e si osserva in almeno una macro-area (upscaling).

macro-osservazione

A : 270

B : 136

C : 88

D : 219

Il valore del Treat Score è 0.55, concorde con il valore ottenuto nel terzo test per COSMO-I7.

3.3 Risultati in letteratura

3.3.1 Previsione di temporali in USA

L'efficienza dell'albero decisionale proposto da Colquhoun nel 1987 [18] non è stata adeguatamente testata nell'immediato e la sua pubblicazione veniva proposta essenzialmente come un riferimento teorico nella previsione di temporali.

I primi test a riguardo sono stati effettuati nel 1993 ad opera di Lee e Passner [25] che hanno adattato l'albero decisionale di Colquhoun al TIPS (Thunderstorm Intelligence Prediction System) ovvero al sistema di previsione dei temporali sviluppato per assistere le forze armate degli Stati Uniti.

In questo studio non si adotta l'albero di Colquhoun nella sua integrità ma ci si basa essenzialmente sulle due questioni principali poste dall'albero, ovvero:

- 1) È previsto un temporale?
- 2) Che tipo di temporale è previsto?

L'analisi si riferisce inizialmente solo alla previsione di temporali e non alla loro classificazione e si basa sui dati osservativi delle 12 UTC riferiti a singole stazioni; la previsione dei fenomeni si effettua per le 12 ore comprese tra le 15 e le 03 UTC successive al sondaggio.

Il periodo considerato da Lee e Passner per la valutazione del TIPS è la stagione dei temporali negli USA del 1990.

In uno studio preliminare, compreso tra il 13 marzo ed il 15 maggio 1990, su 402 sondaggi relativi a 10 stazioni diverse (stazioni con asterisco della tabella 3.3) distribuite sul territorio nazionale si sono verificati temporali in 89 casi: questi casi sono stati utilizzati per definire le soglie critiche degli indici di instabilità (tabella 3.4).

I cinque indici rappresentati forniscono le informazioni necessarie a descrivere un ambiente potenzialmente temporalesco.

Un test più approfondito è stato effettuato nel periodo compreso tra il 13 marzo ed il 28 settembre 1990 su tutte le 14 stazioni della tabella 3.3 e rappresenta il vero e proprio studio: nel periodo in questione sono stati esaminati 1229 radiosondaggi.

In questo test si è provveduto ad eliminare i radiosondaggi incompleti o effettuati in pre-

Tabella 3.3: Stazioni di radiosondaggio per la verifica del TIPS durante la primavera del 1990.

* Topeka, KS	* Lake Charles, LA
* Key West, FL	* Dayton, OH
* Athens, GA	* El Paso, TX
* Omaha, NE	Denver, CO
* Norman, Ok	Albany, NY
* Midland, TX	Bismark, ND
* Little Rock, AR	Boise, ID

Tabella 3.4: Indici di stabilità valutati alle 12 UTC, valori soglia ricavati per l'occorrenza di temporale e valori medi per i giorni di non temporale.

Stability index	Critical value TS occurrence	Non TS values
Cross totals	≥ 19	12
Vetical totals	≥ 25	24
Total totals	≥ 44	36
Lifted index	≤ 4	10
Showalter index	≤ 3	9

Tabella 3.5: Risultati statistici di verifica del TIPS nel periodo 13 marzo-28 settembre 1990. I

Station	Samples	N.elimin.	N. TS	TS freq.	POD	FAR	Miss rate
Lake Charles, LA	102	8	50	0.49	0.84	0.26	0.16
Key West, FL	94	16	53	0.56	0.91	0.17	0.09
Athens, GA	99	11	26	0.26	0.89	0.38	0.11
Omaha, NE	106	4	22	0.20	0.77	0.55	0.23
Norman, Ok	102	8	42	0.41	0.88	0.34	0.12
Midland, TX	103	7	40	0.39	0.83	0.40	0.17
Little Rock, AR	94	16	36	0.38	0.67	0.33	0.33
Topeka, KS	96	14	29	0.30	0.77	0.41	0.23
Dayton, OH	97	13	13	0.13	0.92	0.37	0.08
El Paso, TX	105	5	26	0.25	0.89	0.41	0.11
Denver, CO	62	6	42	0.68	0.76	0.16	0.24
Albany, NY	58	6	12	0.21	0.67	0.39	0.33
Bismark, ND	57	3	18	0.32	0.67	0.40	0.33
Boise, ID	54	4	10	0.19	0.50	0.62	0.50
Total	1229	121	419	0.34	0.81	0.35	0.19

senza di un temporale in corso e sono stati considerati eventi temporaleschi in un'area entro i 100 km di distanza dalla stazione di sondaggio.

All'interno del sistema di previsione viene lasciata al previsore la scelta soggettiva dell'occorrenza di un significativo meccanismo di sollevamento e la logica di previsione dei temporali si basa sulle seguenti regole:

- 1) Se la presenza di sollevamento è nota, allora tre dei cinque criteri di stabilità devono superare i loro valori soglia perchè si verifichi un temporale.
- 2) Se non è presente un meccanismo di sollevamento, allora si prevede temporale solo se tutti e cinque gli indici sono al di sopra dei loro valori soglia.
- 3) Se è presente il sollevamento, basta che un solo indice oltrepassi la soglia perchè venga previsto un temporale.
- 4) Se nessuna delle regole precedenti conclude che si verifichi temporale, allora non si prevede temporale.

I criteri di riscontro dei temporali osservati si basano sull'osservazioni da terra e sulle mappe radar ed i risultati numerici dello studio condotto da Lee e Passner sono riportati nelle tabelle 3.5- 3.6.

Nella prima (tabella 3.5) è riportato il numero di temporali considerati e la loro fre-

Tabella 3.6: Risultati statistici di verifica del TIPS nel periodo 13 marzo-28 settembre 1990. II

Station	A	B	C	D	CSI	TSS	S	BIAS
Lake Charles, LA	42	8	15	37	0.65	0.55	0.55	1.14
Key West, FL	48	5	10	31	0.76	0.66	0.67	1.09
Athens, GA	23	3	14	59	0.58	0.69	0.61	1.42
Omaha, NE	17	5	21	63	0.41	0.52	0.41	1.73
Norman, Ok	37	5	19	41	0.61	0.56	0.54	1.33
Midland, TX	33	7	22	41	0.53	0.48	0.45	1.38
Little Rock, AR	24	12	12	46	0.46	0.50	0.46	1.00
Topeka, KS	22	7	15	52	0.50	0.54	0.50	1.28
Dayton, OH	12	1	7	77	0.60	0.84	0.70	1.46
El Paso, TX	23	3	16	63	0.55	0.68	0.58	1.50
Denver, CO	32	10	6	14	0.67	0.46	0.44	0.90
Albany, NY	8	4	5	41	0.47	0.56	0.54	1.08
Bismark, ND	12	6	8	31	0.45	0.46	0.45	1.11
Boise, ID	5	5	8	36	0.28	0.32	0.28	1.30
Total	338	81	178	632	0.57	0.59	0.56	1.23

quenza che risulta abbastanza alta e quindi definisce un buon campione; inoltre sono calcolati i valori di POD e FAR come indicatori della bontà della previsione fornita dal sistema.

Nel totale, i temporali si sono verificati nelle aree in cui il sistema li ha previsti l'81 % delle volte (POD), mentre il 35 % delle volte i temporali si sono verificati nelle zone in cui non erano stati previsti (FAR).

È importante notare come il TIPS abbia migliori performances per le stazioni usate per individuare i valori soglia, quindi le soglie utilizzate in parte influenzano i risultati ma è anche opportuno evidenziare che si osserva un migliore rendimento per le stazioni con più alta frequenza di temporali.

In tabella 3.6 sono elencati i casi "ABCD" riferiti alla tabella di contingenza (3.2) e gli indici relativi: l'indice BIAS è stato usato per capire se il sistema sovrastimasse o sottostimasse la previsione di temporali. I valori risultano quasi sempre superiori ad 1 quindi indicano una leggera sovrastima.

Il CSI (Critical Success Index) è l'equivalente del Threat Score (TSc) ed è ben evidente come in molti casi sia superiore o vicino alla soglia di accettabilità: questo dato porta a concludere che il TIPS ha buone potenzialità di utilizzo per l'assistenza alla previsione di temporali negli USA per le 12 ore successive al radiosondaggio osservato.

Gli autori hanno individuato tre possibili cause che inducono il sistema in errore:

1. i processi fisici che portano alla formazione di temporali da forzatura orografica non sono stati considerati nel dettaglio
 2. la mancanza di umidità nei siti elevati può portare a temporali con base alta e precipitazioni deboli. In questi casi gli indici di stabilità possono indicare valori non critici di umidità anche se si formano temporali
 3. studi precedenti hanno evidenziato la difficoltà dei modelli nel prevedere temporali nelle zone montuose ed irregolari.
- Inoltre il TIPS ha difficoltà nell'effettuare una previsione corretta quando si verificano cambi veloci nei profili di temperatura ed umidità dopo le 12 UTC ovvero l'orario di corsa del modello.

3.3.2 Previsione di temporali in Australia

Nel 1998 Colquoun ha proposto, con la collaborazione di Mills, una versione dell'albero decisionale più complessa il cui scopo era quello di fornire informazioni oltre che sulla possibilità di temporale anche sul tipo ed intensità di quest'ultimo.

Per avallare la teoria decisionale basata sul nuovo albero sono stati presentati in contemporanea alcuni casi studio sulla previsione di temporali in Australia.

Il modello utilizzato per la previsione dei campi di instabilità è un modello regionale NWP, idrostatico: il LAPS. Questo rappresenta il modello ad area limitata usato presso il Bureau of Meteorology australiano dal luglio 1996 con una risoluzione di 0.75° ($\approx 83 \text{ km}$) di latitudine e longitudine e 19 livelli verticali.



Figura 3.9: Regioni dell'Australia

Caso studio 1: 29 settembre 1996

Nel pomeriggio tra le 5 e le 8 UTC, una serie di temporali anche di forte intensità si sono abbattuti nell'area sud-orientale dell'Australia come si evince dall'immagine satellitare 3.10; in particolare sono evidenti due bande di temporali, una che si sviluppa verso nord-ovest e l'altra parallela alla costa a sud-est.

L'area di previsione dei temporali (figura 3.11(a)) presenta due zone principali, una sul New South Wales (NSW) e l'altra sul Queensland (Qld) ma indagando sul tipo di temporali si evince una previsione di eventi a supercella o con tornado solo nella zona del Queensland(figura 3.11(c),(d)), cioè nell'area più a sud.

Da un confronto tra l'immagine satellitare (figura 3.10) e la previsione (figura 3.11(a)) si nota che le due grandi aree temporalesche sono state previste e ben localizzate; inoltre se si considerano i dati osservativi relativi ai danni dell'evento si conferma una buona localizzazione per la previsione di supercelle e tornado nel NSW.

Nella zona compresa tra le due macro-aree però si sono verificati dei temporali evidentemente non previsti: questo deficit è riconducibile ad una previsione di divergenza e subsidenza nei bassi strati presente nella previsione a 18 ore che ha indotto ad errore; già nella previsione a 6 ore questa area di subsidenza veniva rimossa.

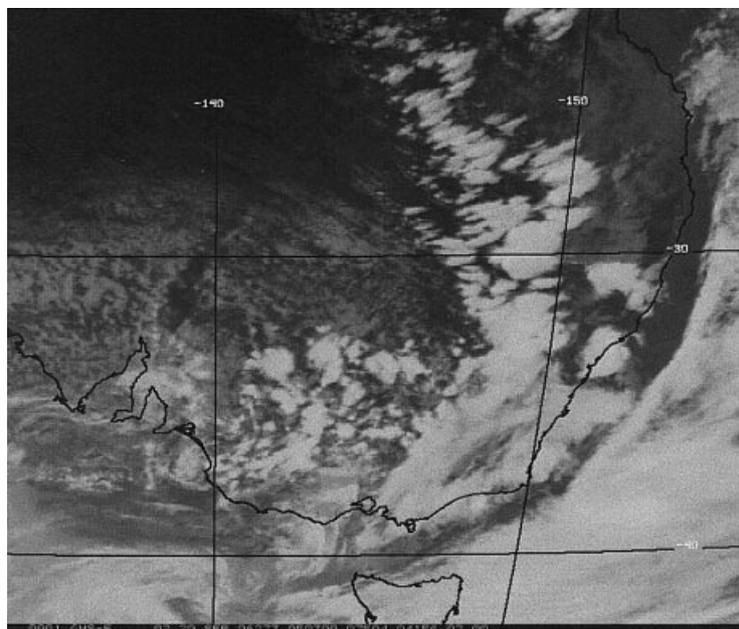


Figura 3.10: Immagine satellitare relativa al pomeriggio del 29 settembre 1996 sull'Australia sud-orientale.

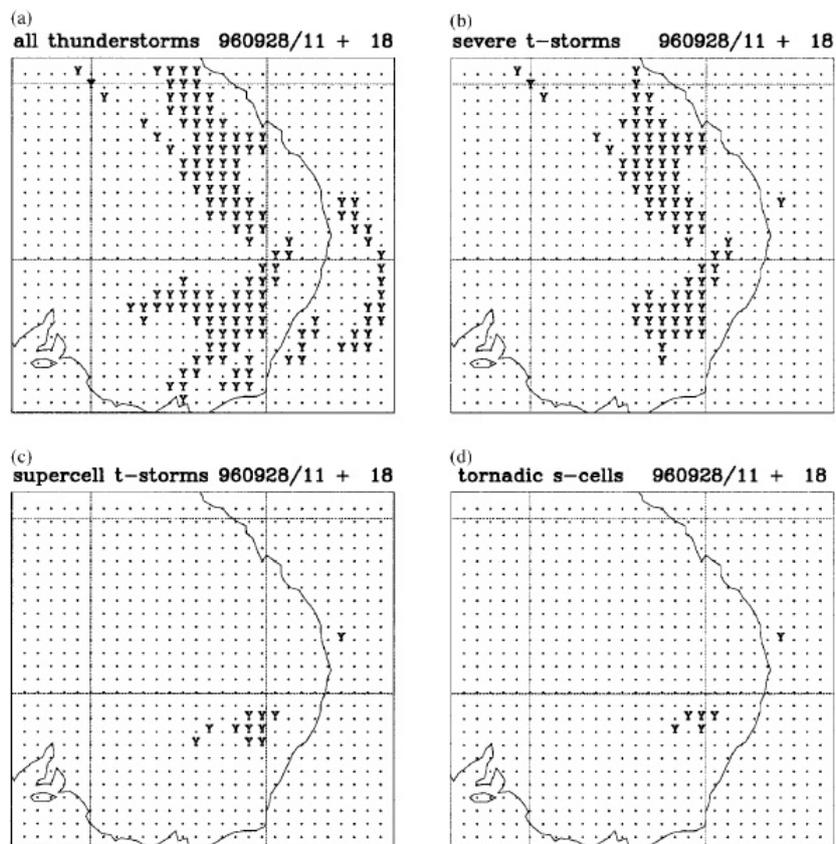


Figura 3.11: Aree in cui sono previsti temporali (a), temporali intensi (b), temporali supercella (c), temporali con tornado (d) usando l'albero decisionale di Colquhoun basato su dati forniti dalla previsione a 18 ore di LAPS alle 5 UTC del 29 settembre 1996. (Y temporale, . non temporale).

Caso studio 2: 17 novembre 1996

Nel pomeriggio si sono sviluppati una serie di temporali divisi in due bande nello stato di NSW per un periodo di 4 ore (figura 3.12). Dai dati osservativi si conosce l'entità dei danni provocati da grandine e tornado sviluppatisi durante l'evento.

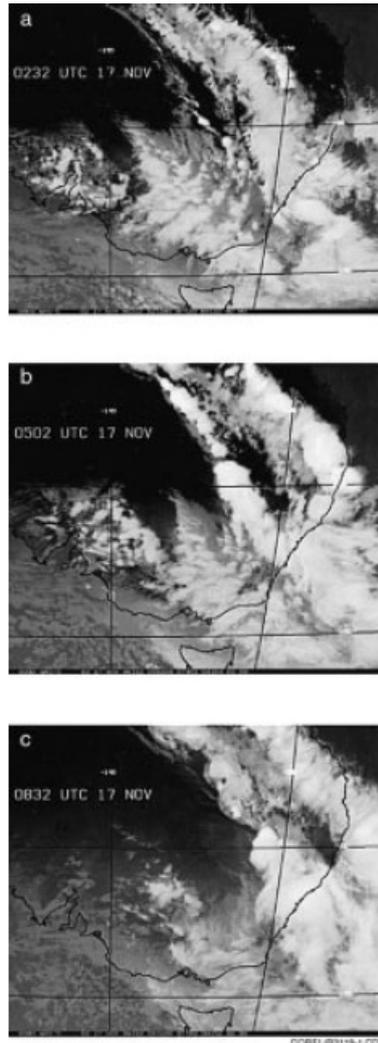


Figura 3.12: Immagine satellitare IR sull'australia riferita al pomeriggio del 17 novembre 1996. (a) 0232, (b) 0502, (c) 0832 UTC.

La previsione fornita da albero decisionale è riportata in figura 3.13.

Si nota come la previsione non differenzi nettamente le due bande di temporali anche se fornisce una buona indicazione dello sviluppo dei temporali che si estendono da ovest

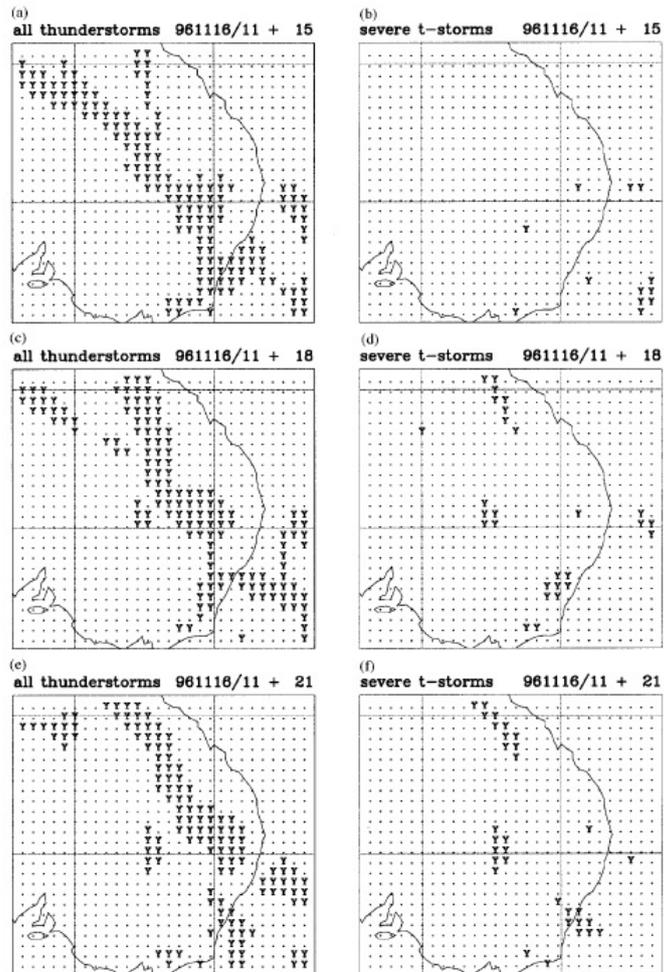


Figura 3.13: Aree in cui sono previsti temporali-temporali intensi a 15 ore (a)-(b), a 18 ore (c)-(d) ed a 21 ore (e)-(f) usando l'albero decisionale di Colquhoun basato sull'uscita di LAPS NWP model, valido negli orari di figura 3.12 (Y temporale, . non temporale).

verso est ed individua con precisione sufficiente le aree di temporali intensi. In particolare in alcune zone, anche se mancano dati osservativi, si può dedurre l'entità dei temporali da un'analisi dettagliata delle immagini da satellite.

I due casi studio presentati mostrano come il modello regionale possa risolvere sufficienti dettagli della cinematica e della struttura termodinamica dell'atmosfera per identificare condizioni di potenziale sviluppo di temporali.

Inoltre è stato dimostrato come sia ben prevedibile il caso in cui si sviluppino tornado o fenomeni intensi.

L'uso del metodo di accoppiamento tra il modello a scala regionale e l'albero decisionale di Colquhoun è però affetto da due difficoltà non trascurabili: la prima è la questione dei falsi allarmi che ha dei costi, soprattutto nel caso di previsione di tornado e la seconda è il basso numero di osservazioni vista la bassa densità di popolazione dell'Australia.

Per indirizzare la soluzione a questi problemi è stato presentato un caso studio sviluppato su un periodo di 33 giorni (7 gennaio 1997 - 8 febbraio 1997) e basato sul modello in uso presso il Bureau of Meteorology australiano.

Considerando la previsione a 18 ore del modello dalle 11 UTC si può effettuare un confronto su tutti i fenomeni che si sviluppano nel pomeriggio grazie al picco del riscaldamento diurno; la verifica viene effettuata tramite osservazioni da satellite ma anche utilizzando i Severe Weather Summaries forniti dal Bureau of Meteorology.

Come detto, la bassa densità di popolazione non permette di avere una osservazione completa di tutti gli eventi e quindi non è possibile offrire una statistica reale dei falsi allarmi anche se l'assenza di temporali può essere verificata da satellite.

Il test si concentra su quattro possibilità fondamentali: temporale, temporale intenso, temporale supercella e temporale con tornado.

Durante il periodo in analisi si sono presentati temporali in 6 giornate diverse e sono stati previsti dal modello anche con una buona localizzazione. Un evento significativo si è verificato il 14 gennaio quando il modello segnalava per il pomeriggio la possibilità di eventi potenzialmente pericolosi per precipitazioni intense e possibili alluvioni lampo nel South Australia (SA) (figura 3.14). Dai report si evince che sono state segnalate alluvioni nella penisola di York e vicino Woomera capitale del SA; questo è evidente anche dalla luminosità dei temporali che si osservano proprio in quelle zone (figura 3.15).

Sebbene la previsione della linea temporalesca sia leggermente sfasata ad ovest rispetto a ciò che si è verificato, la qualità della previsione risulta buona soprattutto per la previsione e localizzazione dei fenomeni alluvionali.

I casi in cui la localizzazione di alcuni fenomeni non risulta precisa non vengono considerati come casi di falso allarme se i fenomeni si sono comunque verificati nelle vicinanze con la modalità prevista.

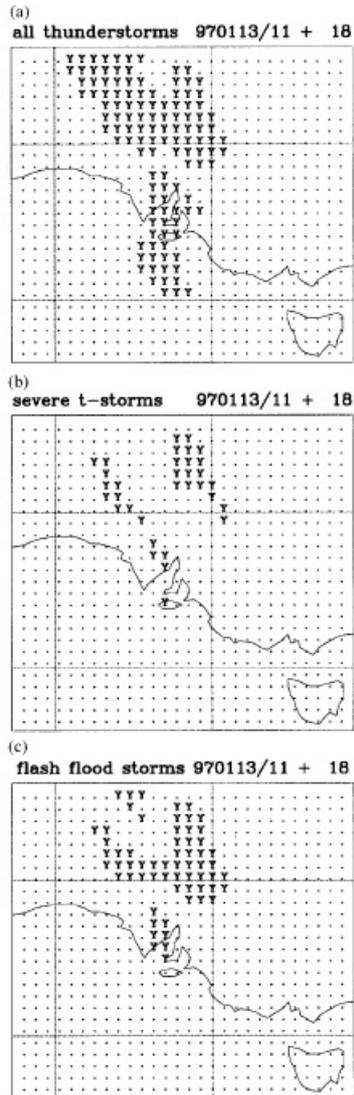


Figura 3.14: Aree in cui sono previsti temporali (a), temporali intensi (b) e temporali con alluvioni lampo (c) basati sull'uscita del modello LAPS 18h valido per le 0500 UTC del 14 gennaio 1997. (Y temporale, . non temporale).

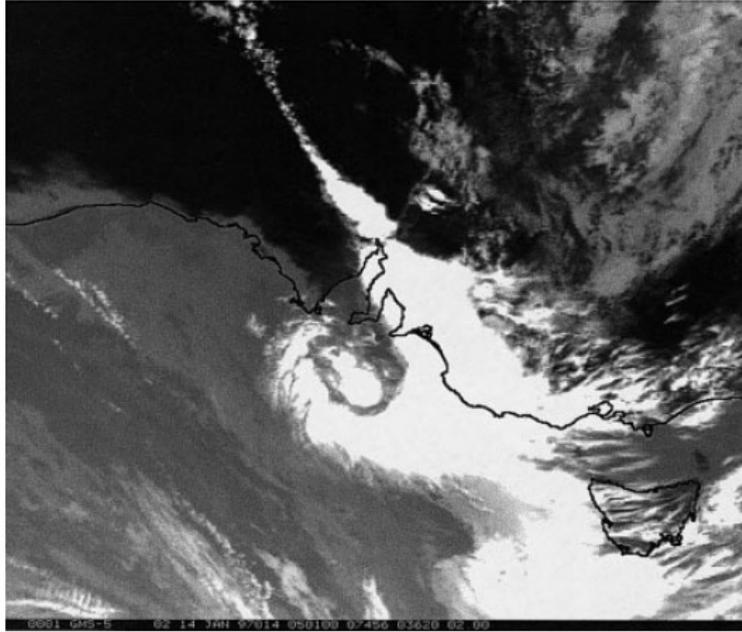


Figura 3.15: Immagine da satellite delle 0501 UTC del 14 gennaio 1997.

Le conclusioni dello studio sono così riassunte:

- Il sistema prevede ragionevolmente bene le aree temporalesche anche se l'area in cui è prevista attività temporalesca risulta sovrastimata nell'Australia settentrionale. Questo può essere legato o ad un errore temporale oppure ad una necessità di variazione delle soglie utilizzate per il LI nelle zone tropicali.

Una sottostima degli eventi si verifica invece su Cape York e sulle zone settentrionali vicine alla costa del Northern Territory e ciò si può attribuire alla risoluzione grossolana del modello che difficilmente riesce a riprodurre gli effetti della convergenza della brezza marina.

- Si sono verificati falsi allarmi in quattro occasioni durante il periodo di studio, ogni volta in corrispondenza delle zone interne del WA e si può legare questo problema al basso numero di osservazioni disponibili nella zona. I modelli quindi non hanno dati di inizializzazione sufficienti in queste zone (soprattutto nei bassi strati) e l'errore si ripercuote sulla previsione.

- Il sistema ha previsto la possibilità di temporali intensi in 12 casi. Dall'analisi satellitare si sono verificate grandi celle temporalesche in 2 casi nelle aree indicate. Dei cinque casi in cui era disponibile la verifica di temporali intensi, quattro risultavano previsti. Nei restanti casi non ci sono dati osservativi ma solo la verifica da satellite.

- Sono stati previsti quattro casi di supercella, tutti fuori dai tropici ma con estensione

limitata; l'immagine satellitare mostrava che i temporali si erano verificati vicino a queste aree tranne che in un caso. Né dati radar né report indipendenti erano disponibili in questi casi.

- Ambienti con possibili supercelle e tornado sono stati previsti in un solo caso: in quel caso si osserva una linea di temporali intensi ma non ci sono report osservativi per una conferma.
- Si pensa che le aree in cui sono stati previsti temporali risultino più ad ovest dell'accaduto in quei casi in cui i temporali erano associati a depressioni progressive alle medie latitudini cioè sulla parte meridionale dell'Australia. Non si conosce se ciò sia dovuto ad errori di troncamento del modello che porta a movimenti più lenti delle onde corte o se sia dovuto a ragioni più complesse.

Lo studio ha quindi dimostrato che l'uso dell'albero di Colquhoun abbinato ai modelli numerici su scala regionale fornisce buoni risultati per la previsione di temporali e dei fenomeni ad essi associati. I risultati evidenziano infatti una buona corrispondenza dal punto di vista spaziale e temporale ma anche una buona affidabilità nel tipo di fenomeno previsto. In particolare lo studio sui 33 giorni smentisce in parte ciò che si era dedotto dai due casi studio: non si riscontra infatti una sovrastima dei fenomeni ed il numero di falsi allarmi risulta relativamente basso.

Si prevede di adeguare il sistema di verifica della piovosità sviluppato da Ebert e McBride (1997) per verificare oggettivamente le aree di previsione dei temporali tramite l'analisi di temperatura del corpo nero dalle immagini IR del Geostationary Meteorological Satellite (GMS), ma questo non fornirà verifica delle decisioni complementari all'interno dell'albero. Inoltre Colquhoun e Mills auspicano che si effettui uno studio del metodo negli USA dove le caratteristiche climatiche sono simili e le osservazioni di verifica risulterebbero distribuite in maniera più uniforme.

L'uso dell'albero decisionale abbinato ad un modello regionale, comunque, non pretende di prevedere con precisione le singole celle temporalesche ma si propone come supporto alla previsione di fenomeni intensi in modo che si possa attivare per tempo la gestione del nowcasting ed in casi estremi l'attivazione dello stato di emergenza.

3.4 Previsione di temporali in ARPA Emilia Romagna

L'albero decisionale utilizzato dai meteorologi di ARPA ER (figure 3.16, 3.17) differisce da quello di Colquhoun sia per gli indici richiesti che per l'organizzazione delle scelte contenute al suo interno.

Questo albero è stato adottato perché considerato tra i più affidabili per la previsione di

temporali in un'area climatica come quella dell'Emilia Romagna.

L'obiettivo del previsore è quello di fornire una informazione più completa possibile, soprattutto nel caso di eventi meteorologici intensi, come i temporali, dove l'incolumità delle persone o cose è messa a rischio. Per questo, al fine di ottenere una previsione adatta alle esigenze, l'albero decisionale utilizzato in sala operativa, è costituito da una parte che rivela la probabilità di temporali forti e da un'altra che fornisce la probabilità di raffiche intense di vento. L'output viene riportato in (Appendice B tabella 4.2).

La scelta iniziale, riferita alla figura 3.16, dipende dalla dinamica atmosferica prevista

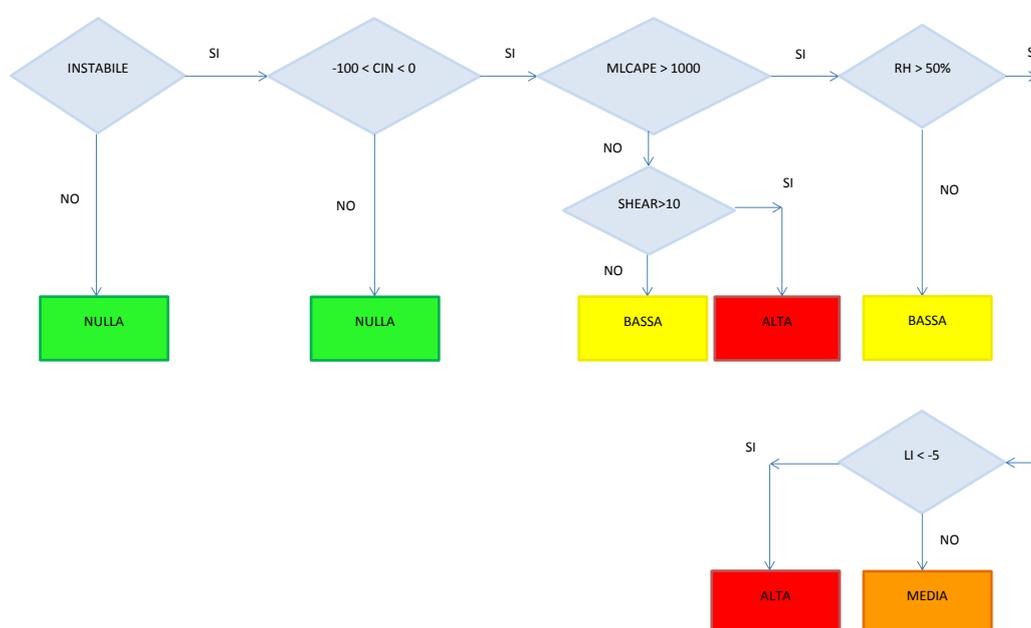


Figura 3.16: Albero decisionale utilizzato in sala operativa ARPA ER per la probabilità di temporali forti; i valori indicati rappresentano le soglie decisionali relative ad ogni indice di instabilità.

dai modelli alla scala sinottica. Se prevista una condizione che possa portare ad instabilità (come detto: fronti, convergenza al suolo, convezione), si procede consultando gli indici di instabilità che sono contenuti nelle altre scelte dell'albero decisionale. In base ai valori di CIN, CAPE, Shear² e LI si deduce una probabilità più o meno alta di sviluppo di temporali forti (figura 3.16) e dai valori del vento ad 850 hPa (1500m circa) e del Dqe³

²Differenza tra l'intensità del vento tra 0 e 6 km, chiamata anche bulk shear e misurata in ms^{-1} .

³Differenza di temperatura potenziale equivalente tra 500 e 1000 hPa, misurata in K.

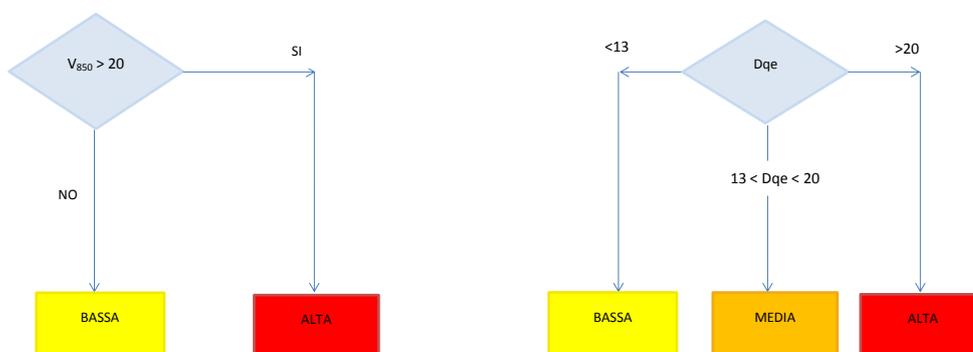


Figura 3.17: Albero decisionale utilizzato in sala operativa ARPA ER per la probabilità di raffiche intense e soglie decisionali relative agli indici in uso per il campo di vento.

si ricava la probabilità di raffiche intense di vento al suolo (figura 3.17).

I valori soglia, utilizzati tramite questo albero, sono stati ricavati da osservazioni pregresse e ritenuti indicativi per distinguere situazioni potenzialmente instabili da condizioni di stabilità.

Per una visione completa della instabilità potenziale, il previsore si avvale delle mappe di K index, CAPE o CIN disponibili da COSMO-I2, COSMO-I7 ed ECMWF: un esempio è riportato nelle figure 3.18, 3.19, 3.20 che si riferiscono alla previsione di CAPE a +33 ore rispettivamente per COSMO-I2, COSMO-I7 ed ECMWF .

Per il modello COSMO-I7 si hanno a disposizione le mappe di K index, CAPE e CIN mentre per il COSMO-I2, solo le mappe di CAPE e di SDI (Supercell Detection Index) un parametro di elicità che indica la possibile formazione di tornado tramite una misura della rotazione dell'updraft.

L'indice appena descritto è utilizzato dal 2005 ed è stato elaborato sulla base di un lavoro di Doswell e Burgess (1993) secondo i quali la proprietà dinamica principale dell'updraft di una supercella è un profondo e persistente mesociclone.

Si definisce il Supercell Detection Index (SDI^1) come la correlazione, mediata sullo stra-

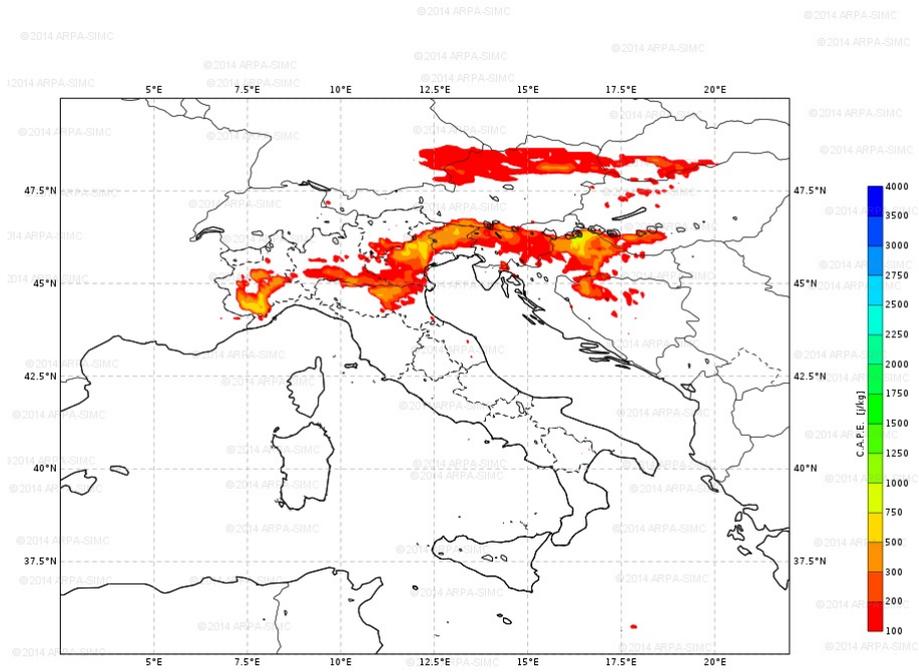


Figura 3.18: Mappa del CAPE previsto secondo COSMO-I2 a +33 ore.

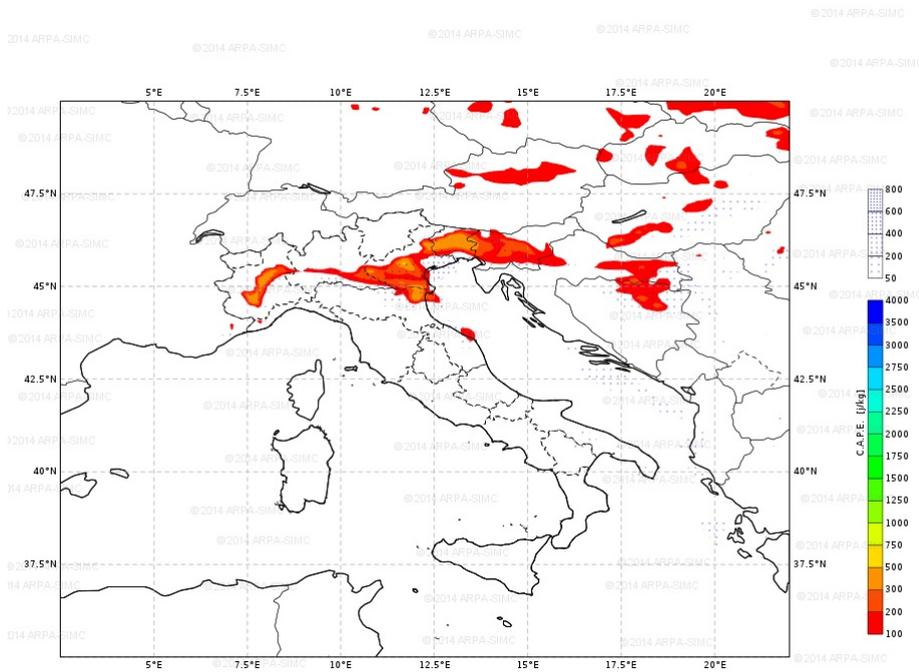


Figura 3.19: Mappa del CAPE previsto secondo COSMO-I7 a +33 ore.

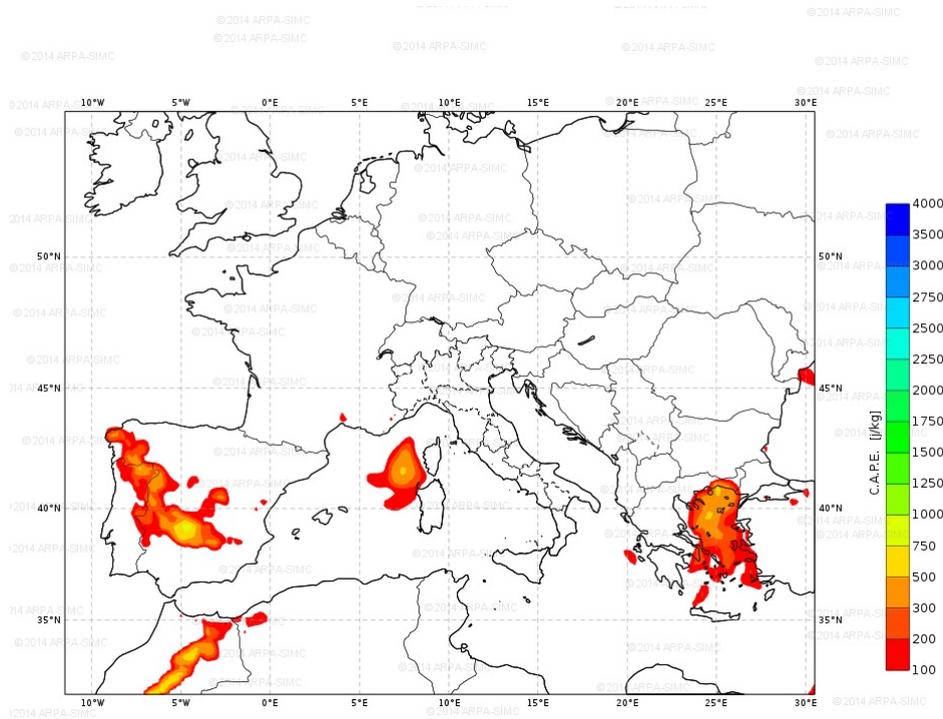


Figura 3.20: Mappa del CAPE previsto secondo ECMWF a +33 ore.

to, tra la velocità verticale e la vorticità verticale (che è la vorticità relativa escludendo quindi la rotazione terrestre ζ), pesata dalla vorticità verticale media in una colonna di atmosfera. Ad ogni punto di griglia orizzontale (i, j), SDI è definito:

$$SDI^1 = \rho_{ij} \overline{\zeta_{ij}} \quad (3.1)$$

$$\rho_{ij} := \frac{\langle w' \zeta' \rangle_{ij}}{\sqrt{\langle w'^2 \rangle_{ij}} \sqrt{\langle \zeta'^2 \rangle_{ij}}} \quad (3.2)$$

$$\zeta_{ij} = (\nabla \times v)_z \quad (3.3)$$

con $\langle \dots \rangle =$ media nel volume $[20 \text{ km} * 20 \text{ km} * [1.5 \dots 5.5 \text{ km}]]$ e $\overline{(\dots)}$ = media verticale nello strato 1.5 - 5.5 km.

- $|SDI^1| > 0.0003 \text{ s}^{-1}$ soglia minima per supercelle
- $|SDI^1| > 0.003 \text{ s}^{-1}$ valore significativo per supercelle
- $SDI^1 > 0$ updraft
- $SDI^1 < 0$ downdraft

Valori bassi di SDI^1 indicano bassa correlazione o/e bassa vorticità, mentre valori elevati, indicano alta correlazione e/o alti valori di ζ . Da studi effettuati su un modello a 2 km si è dedotto che valori significativi di ζ sono $\sim 0.01 \text{ s}^{-1}$.

In realtà SDI^1 indica regioni di updraft e downdraft (in base al segno di SDI^1) perché la quantità è scalata di ζ che è dello stesso segno del valore medio di ζ nello strato.

Per evidenziare le regioni con updraft in rotazione è stato definito un secondo indice SDI^2 calcolato solo dove c'è updraft: questo secondo indice è calcolato in una maniera simile ad SDI^1 con la differenza che risulta diverso da zero solo in regioni dove $w > 0$ ed è scalato della grandezza ζ . In poche parole, regioni positive di SDI^2 sono aree di updrafts ciclonici, al contrario indici negativi sono caratteristici di regioni con updrafts anticiclonici (figura 3.21).

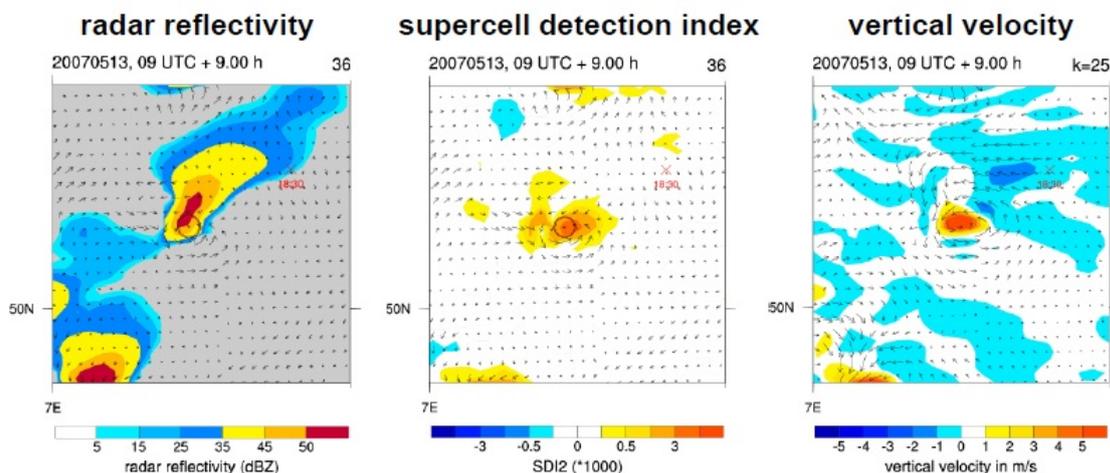


Figura 3.21: Esempio di previsione a +9 ore da COSMOI2: il modello è capace di prevedere supercelle e di sviluppare alcuni significativi mesocicloni. A sinistra è rappresentata la riflettività del radar, al centro l'indice SDI^2 , a destra la velocità verticale. I vettori indicativi del campo di vento evidenziano una rotazione antioraria (ciclonica) attorno all'updraft.

Seppur non contemplato all'interno dell'abero decisionale utilizzato, l'indice K o indice di Whiting, come detto nel precedente paragrafo, è indicativo delle proprietà delle masse d'aria e per questo viene consultato in sede previsionale.

Osservando nel dettaglio la figura 3.23 si evince che la mappatura dell'indice di Whiting può essere utile per mettere in risalto la presenza di fronti; le masse d'aria coinvolte nei fronti sono caratterizzate infatti da accentuata instabilità.

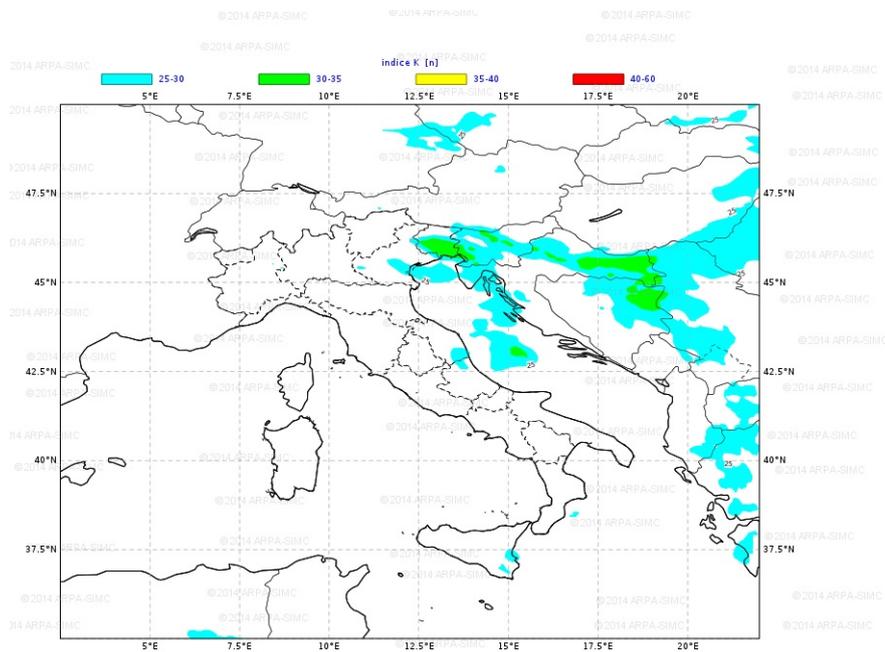


Figura 3.22: Mappa K index previsto da COSMO-I7.

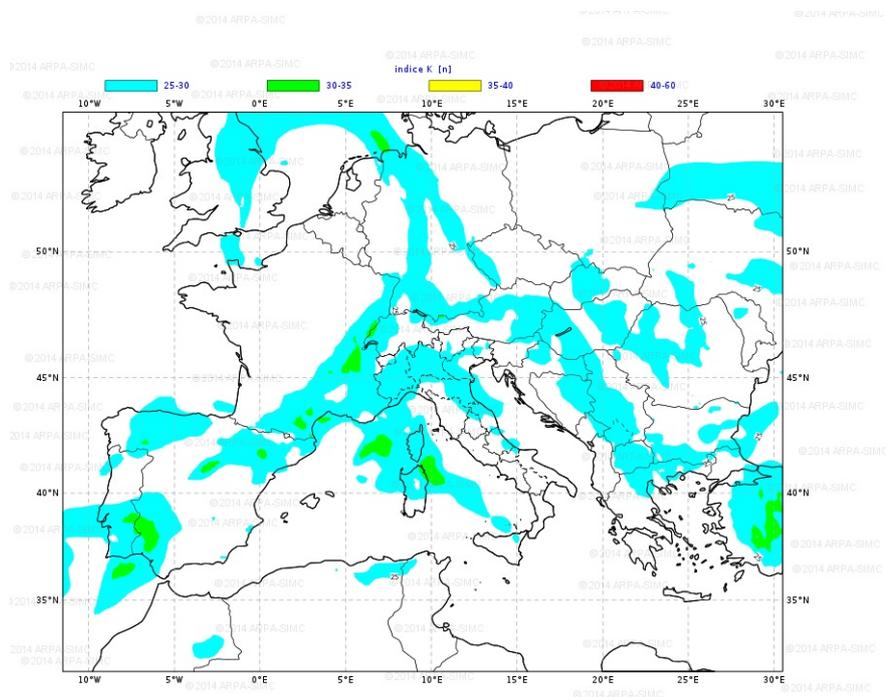


Figura 3.23: Mappa K index previsto da ECMWF.

Nel caso in cui si voglia approfondire l'indagine sulle probabilità di temporali relative ad una determinata località, i modelli COSMO-I2 e COSMO-I7 forniscono i radiosondaggi previsti per ogni punto di griglia, completi di tutti gli indici di instabilità ed indici relativi allo shear del vento; nelle figure 3.24 e 3.25 sono riportati i radiosondaggi previsti su Rimini a +30 ore rispettivamente da COSMO-I2 e COSMO-I7.

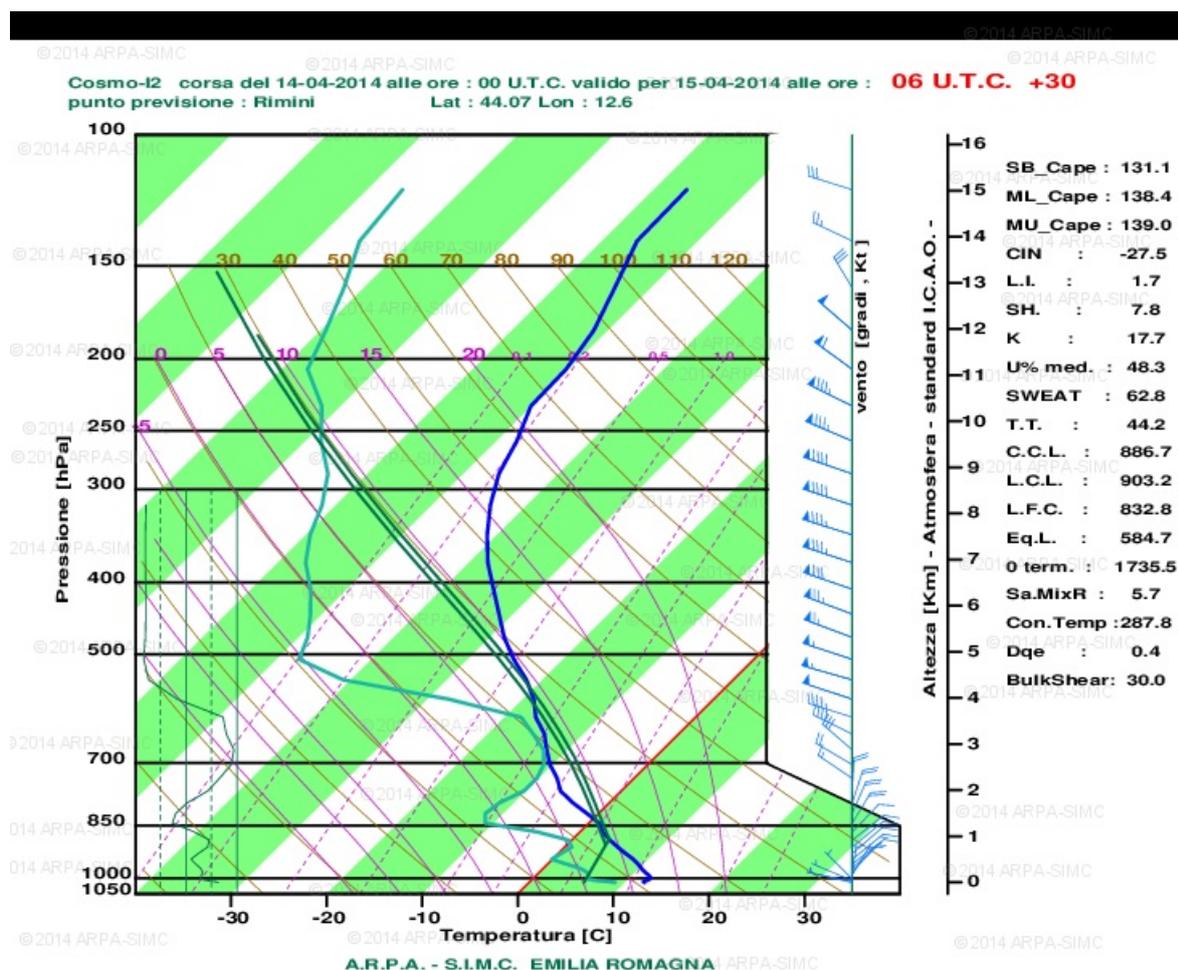


Figura 3.24: Radiosondaggio +30 ore previsto su Rimini da COSMO-I2.

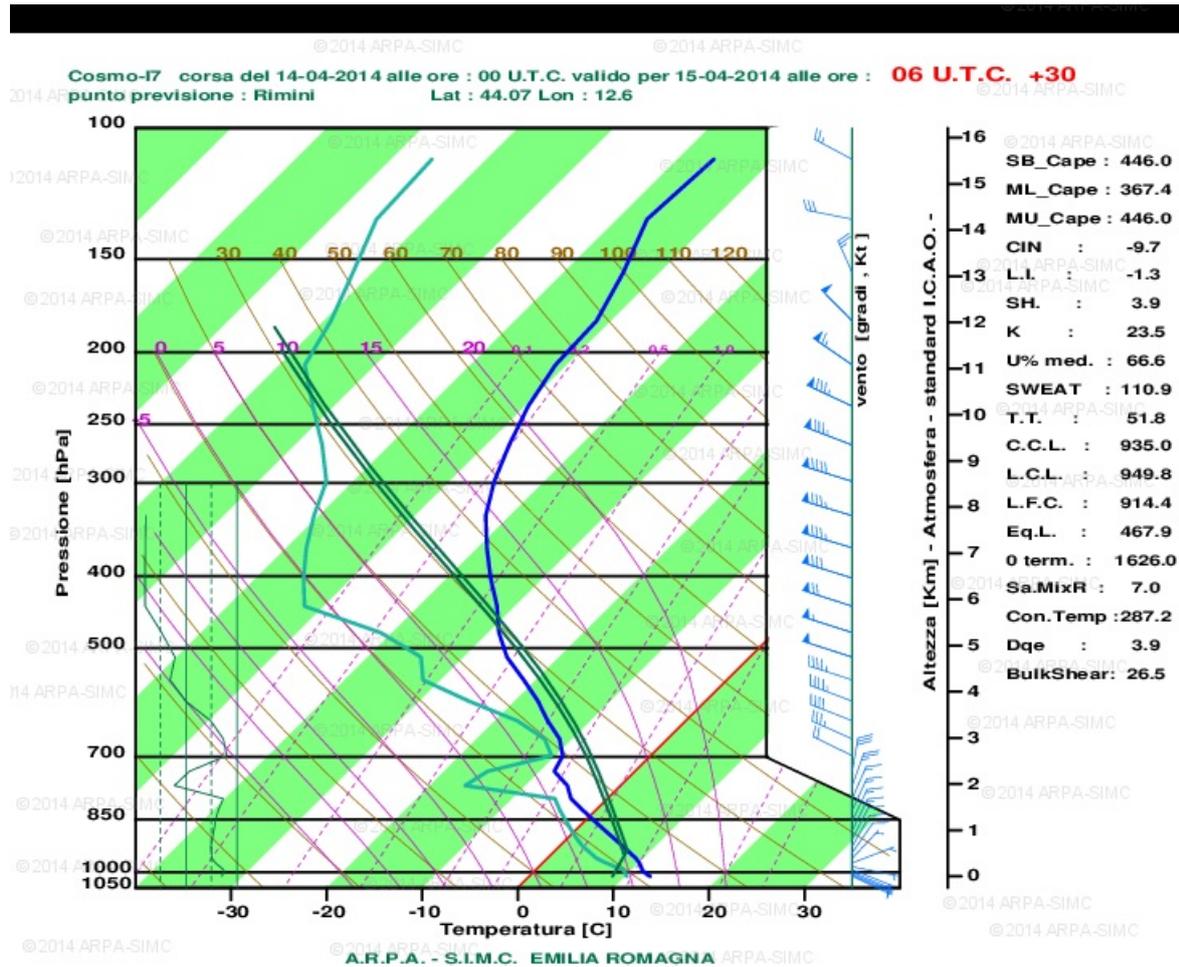


Figura 3.25: Radiosondaggio +30 ore previsto su Rimini da COSMO-I7.

Analogamente ai test effettuati sull'albero decisionale di Colquhoun nei paragrafi precedenti, si può operare un confronto tra la previsione per il giorno successivo (+24 h/+48 h), effettuata utilizzando l'albero decisionale della sala operativa ARPA-SIMC, e le osservazioni dei fenomeni che si sono verificati su quattro località della regione (PC, BO, FE, RN). La previsione è elaborata anche in questo caso da COSMO-I7 ed è stata sottoposta a test la parte dell'albero che fornisce la probabilità di temporali (figura 3.16).

Il periodo considerato è il triennio 2011-2013, nelle osservazioni si è tenuto conto anche delle fulminazioni ed risultati ottenuti per il settimo test sono i seguenti:

A: 633
 B: 904
 C: 47
 D: 316

n. staz.	A	B	C	D
16084	210	149	20	96
16140	181	205	17	72
16138	159	239	2	75
16149	83	311	8	73

Il threat score globale delle stazioni considerate è pari a 0.4, quindi al di sotto della soglia di accettabilità di 0.6. Una indicazione molto importante proviene dai TSc puntuali delle singole stazioni: Piacenza ha $TSc = 0.55$ quindi un valore quasi sufficiente, mentre su Rimini sono sovrastimati molto gli episodi temporaleschi $B = 311 \rightarrow TSc = 0.20$.

Questi risultati inducono a pensare che l'albero decisionale utilizzato ha buone potenzialità di utilizzo e che molto probabilmente l'errore risiede all'interno del modello; come detto in precedenza il modello COSMO è soggetto ad errore indotto dalla orografia e questo porta ad una previsione errata dell'atmosfera per le 24 ore successive. Tale ipotesi è rafforzata dal fatto che su Rimini i falsi allarmi siano estremamente alti al contrario dei pochi mancati allarmi: c'è quindi un problema di sovrastima della forzatura verticale orografica.

Comunque il valore del TSc, in questo caso, risulta congruo con quello ricavato nel secondo test del paragrafo 3.2, dove nelle stesse condizioni si è adoperato l'albero di Colquhoun.

Nell'ottavo test si procede confrontando solo le previsioni soggettive, effettuate dai previsori della sala operativa ARPA-SIMC, con le osservazioni di temporali in Emilia Romagna- area per area. Quindi, in questo caso non si utilizza l'informazione in uscita direttamente dal modello ma si prende in considerazione l'interpretazione data dai previsori della sala operativa ai dati forniti da COSMO. Per farlo, sono stati consultati tutti i bollettini meteo diramati quotidianamente, validi per il giorno successivo, da marzo

2011 ad ottobre 2012.

La logica considerata si basa sulla divisione della regione in macro-aree come mostrato in figura 3.6: se il temporale è stato previsto in un'area e si è verificato all'interno di quella stessa area la previsione è valutata come previsione corretta del tipo (A).

A: 234.00000

B: 98.000000

C: 446.00000

D: 1162.0000

n. staz.	A	B	C	D
16084	68.000000	8.0000000	171.00000	238.00000
16140	69.000000	21.000000	129.00000	266.00000
16138	62.000000	28.000000	95.000000	300.00000
16149	35.000000	41.000000	51.000000	358.00000

Il threat score globale è 0.30.

È opportuno evidenziare che si stanno analizzando stazioni di pianura dove la localizzazione dei temporali risulta più difficile con così largo anticipo; inoltre l'esperienza in campo previsionale da parte dei previsori non risulta determinante nel caso dei temporali come nella previsione di altri fenomeni (localizzazione minimi, distribuzione precipitazioni da fronti, ecc).

In molti casi in cui si sono osservati temporali, comunque, i bollettini meteo davano indicazioni di possibili piogge o rovesci e questi eventi sono stati considerati all'interno dei mancati allarmi anche se presupponevano la presenza di fenomeni.

Solitamente il previsore evita di sbilanciarsi sulla possibilità di temporale, soprattutto con 24 ore di anticipo; si preferisce quindi indicare una possibilità di precipitazioni e definire meglio il tipo di fenomeno solo nelle previsioni per il giorno stesso.

A dimostrazione di questa teoria si invita ad osservare il basso numero di falsi allarmi in tutte le località analizzate.

Il basso TS, quindi, è riconducibile alle difficoltà del modello nel prevedere l'interazione del flusso con l'orografia [41]; in questo modo l'errore si ripercuote sia sulla dinamica (zone di convergenza) che sulla termodinamica (mixing ratio, temp, ecc.) e con questi presupposti il previsore non può fare molto.

Ritornando alla previsione effettuata tramite albero decisionale ARPA-SIMC, si ricava il valore del threat score se si considera il caso della macro-osservazione ovvero si valuta un evento previsto e verificato se è stato previsto in regione e si è verificato in almeno una macro-area.

I risultati del nono test sono:

macro-osservazione

A=242

B=203

C= 0

D=30

Ne consegue che il $TSc=0.54$ è in linea con i risultati precedenti ottenuti da upscaling. Indicativamente si riesce a prevedere una situazione di instabilità e la probabilità di temporali (non a caso il valore C è nullo) in regione, ma si ha difficoltà a localizzarli nelle diverse macro-aree. Inoltre, è opportuno porre in evidenza l'elevato numero di falsi allarmi, argomento mai come oggi di estrema attualità per via delle ripercussioni che una previsione errata (di tipo B) può avere sul tessuto socio-economico. Esiste un rischio concreto di elevati costi sociali provocati dai falsi allarmi, oltre agli effetti negativi che questi possono avere sulle attività turistiche.

Capitolo 4

I modelli

Dai test effettuati, si deduce che gli alberi decisionali per la previsione di temporali, basati sul superamento di valori soglia degli indici di instabilità, hanno un grosso potenziale di utilizzo e, se perfezionati, possono raggiungere un buon livello di affidabilità.

Ciò che limita le prestazioni di questo metodo è da ricercare nei modelli utilizzati: seppur la modellistica attuale abbia raggiunto una precisione ed una affidabilità che solo 20 anni fa sarebbero state impensabili, e sia capace di riprodurre la maggior parte dei fenomeni fisici che avvengono in atmosfera, non è possibile prevedere al 100% ciò che avverrà nelle 24/48 ore successive.

I modelli numerici di previsione meteorologica sono modelli matematici dell'atmosfera che utilizzano le condizioni meteorologiche a un dato istante (condizione iniziale) come input ed effettuano la previsione per gli istanti successivi. La condizione iniziale viene definita usando dati osservati di varia tipologia quali dati da satelliti, da radar, da radiosonda, da aerei, da stazioni meteorologiche al suolo, su terraferma e oceano. Queste informazioni che viaggiano attraverso il Global Telecommunication System (GTS) dell'Organizzazione meteorologica mondiale sono sottoposte a un controllo di qualità prima di essere utilizzate all'interno del processo di assimilazione finalizzato a definire la condizione iniziale.

4.1 Modelli ad area limitata

I modelli meteorologici cui si è fatto riferimento in questo studio sono COSMO-I2 e COSMO-I7, ottenuti da un accordo nazionale stipulato tra ARPA Emilia Romagna, ARPA Piemonte ed Aeronautica Militare che va sotto il nome di LAMI (Limited Area Model Italia). COSMO-I2 e COSMO-I7 rappresentano la versione italiana del modello non idrostatico ad area limitata sviluppato all'interno del consorzio COSMO a cui aderiscono Svizzera, Grecia, Germania, Polonia Romania, Russia ed Italia.

Una previsione con un modello numerico richiede una grande capacità di calcolo per essere effettuata in tempi molto brevi. Per ottenere la massima efficienza e accuratezza, l'utilizzo operativo del modello COSMO presso i vari paesi aderenti al consorzio è basato su più catene modellistiche che simulano l'atmosfera su domini spaziali limitati, partendo dalle indispensabili informazioni al contorno fornite da un modello globale (che simula l'atmosfera su tutto il globo).

Il modello globale (GCM) da cui riceve le informazioni il modello ad area limitata (LAM) COSMO-I7 è denominato IFS (Integrated Forecast System) ed è fornito dal centro europeo (ECMWF). Attualmente il passo di griglia orizzontale del modello globale è di circa 15 km mentre in verticale si considerano 91 livelli con il top a 0.01 hPa (mesopausa) ed una previsione valida fino a 240 ore. A sua volta, il modello COSMO-I2 riceve le condizioni al contorno da COSMO-I7 così come mostrato nella figura 4.1.

La risoluzione del modello è determinante ai fini della previsione per due motivazioni:

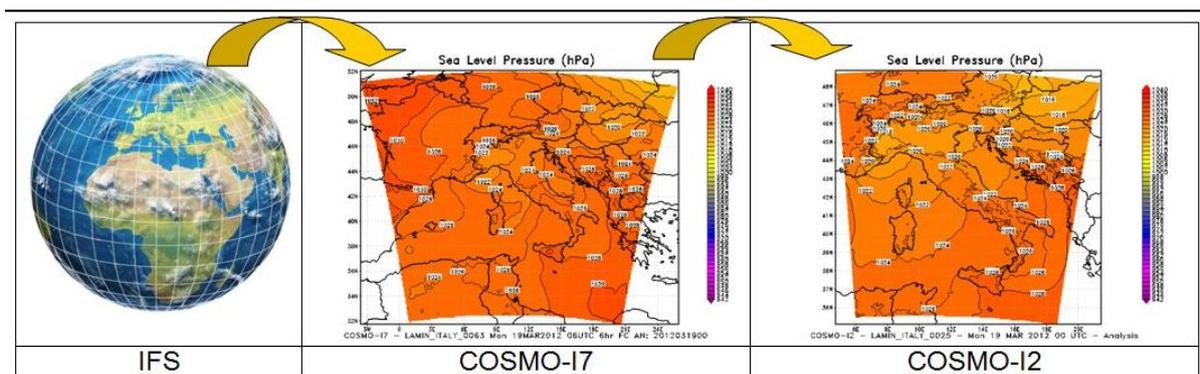


Figura 4.1: Schema di rappresentazione della catena operativa tra i modelli a scala globale e ad area limitata (*nesting*).

- la scala orizzontale indica la distanza tra i punti in cui si prevederà il comportamento dell'atmosfera (temp., press. umidità), quindi minore è questa distanza e più precisa sarà la simulazione perchè si rappresentano con più verosimiglianza le disomogeneità dei parametri,
- inoltre, tutti i fenomeni fisici che avvengono su scale minori del passo di griglia vengono "parametrizzati" ovvero vengono rappresentati esprimendo il loro effetto sui parametri atmosferici medi risolti dal modello in termini di questi stessi parametri. Per parametrizzare si rappresenta con relazioni semplificate gli effetti dei processi che avvengono a scala più piccola del passo di griglia e che quindi non possono essere descritti esplicitamente. Alcuni esempi di parametrizzazione sono: la radiazione solare, il flusso del PBL, le nubi, l'orografia sottoscala, la vegetazione.

4.1.1 Caratteristiche tecniche COSMO-I7

- ▷ non idrostatico
- ▷ convezione parametrizzata (schema di Tiedtke)
- ▷ 7 km di risoluzione orizzontale
- ▷ 40 livelli
- ▷ 2 corse giornaliere (12 e 00 UTC)
- ▷ 72 ore di previsione
- ▷ scadenza oraria
- ▷ condizioni iniziali ed al contorno fornite da ECMWF
- ▷ top 22 km

4.1.2 Caratteristiche tecniche COSMO-I2

- ▷ non idrostatico
- ▷ convezione esplicita
- ▷ 2.5 km di risoluzione orizzontale
- ▷ 45 livelli
- ▷ 2 corse giornaliere (12 e 00 UTC)
- ▷ 48 ore di previsione
- ▷ condizioni iniziali ed al contorno fornite da COSMO-I7
- ▷ scadenza oraria
- ▷ top 22 km

Nonostante il modello COSMO-I7 sia un modello non idrostatico, al suo interno la convezione è parametrizzata perchè si verifica su una scala più piccola del passo di griglia. Solitamente i modelli non idrostatici sono quelli con un passo di griglia minore di 4 km, ma COSMO-I7 rappresenta una eccezione: durante il periodo di programmazione del modello questa scala era considerata come un ottimo compromesso tra la potenza dei server a disposizione e l'area limitata ricercata.

Comunque, le caratteristiche dei modelli elencate sopra sono in continua evoluzione, parallelamente allo sviluppo della tecnologia e della capacità di calcolo dei server: i modelli ad area limitata hanno già raggiunto il passo di griglia di 1 km mentre si prevede che nel 2015 il modello globale IFS raggiunga il passo di griglia di 10 km.

Nei modelli tra i 2 ed i 7 km, come nel caso studio presentato, si utilizzano schemi ibridi con alcuni processi parametrizzati ed altri risolti esplicitamente, ma al diminuire del passo di griglia si tenderà a descrivere nel dettaglio un numero sempre maggiore di processi fisici che riguardano l'atmosfera.

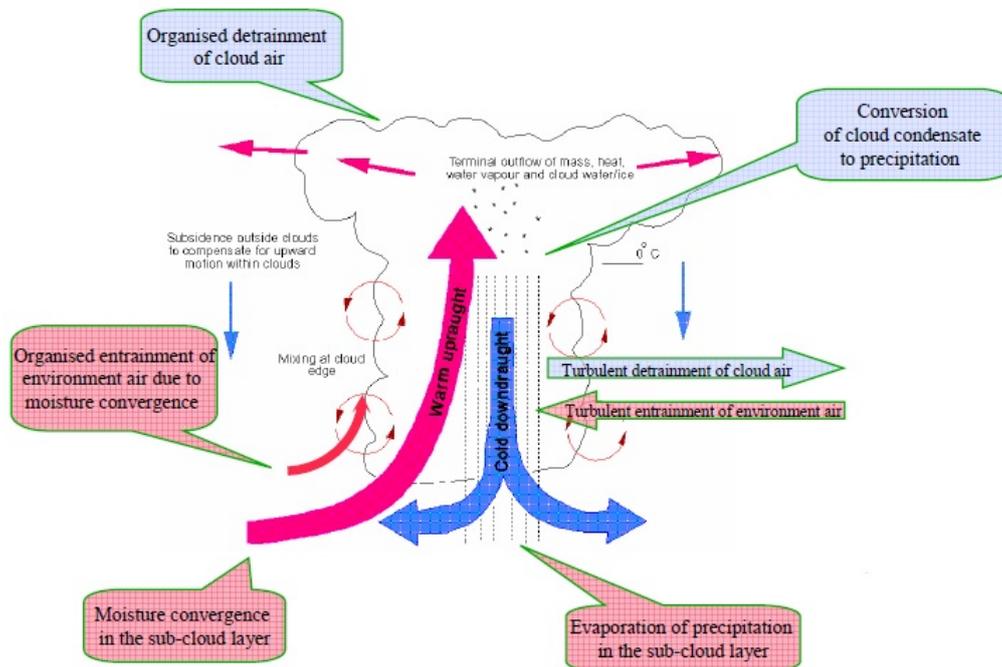


Figura 4.2: Schema di Tiedtke per la parametrizzazione della convezione

Parametrizzazione COSMO-I7

- Descrizione statistica delle proprietà medie della convezione in un grid box abbastanza grande.
- La convezione è in equilibrio con la forzatura su larga scala
- No propagazione laterale della convezione, quindi no MCSs, squall lines ecc.
- Originariamente sviluppato per fornire i profili di calore latente della convezione in un GCM, non per prevedere precipitazione
- L'inizio della convezione è parametrizzato usando alcune ipotesi di chiusura e la cosiddetta funzione di innesco
- Assunzioni microfisiche semplificate all'interno dello schema di convezione
- Effetti di feedback, interazione con la radiazione e microfisica sulla scala della griglia vengono limitati

Convezione esplicita COSMO-I2

- Simulazione numerica esplicita di temporali convettivi individuali
- La convezione non è necessariamente in equilibrio con la forzatura su larga scala
- Può prevedere la propagazione della convezione, quindi MCSs, squall line ecc.
- Originariamente sviluppato per studiare le dinamiche e l'evoluzione dei temporali, non per la previsione di precipitazione
- L'inizio della convezione si basa su una rappresentazione propria delle strutture del boundary layer
- Può essere necessaria una parametrizzazione sofisticata della microfisica
- Il feedback della convezione con la radiazione, con la microfisica e con il flusso su larga scala è risolto

4.2 Valutazione delle performances dei modelli

Per verificare la capacità dei due modelli nel prevedere le caratteristiche fisiche dell'atmosfera si è ricorso ad un confronto tra i valori di alcuni parametri previsti dai modelli e quelli che si sono poi effettivamente osservati. Si è quindi effettuato uno studio statistico sui radiosondaggi di alcune località per le quali si dispone sia della osservazione che della previsione: S. Pietro Capofiume, Milano Linate ed Udine Campofornido. Per motivi legati agli alti costi dei radiosondaggi purtroppo S. Pietro Capofiume effettua una sola osservazione al giorno alle 00 UTC, mentre per le altre due località si hanno a disposizione i radiosondaggi delle 00 e delle 12 UTC. Il periodo in esame si estende dal 2010 al 2013 compresi e gli indici posti in esame sono quelli relativi alla previsione di temporali: umidità relativa media (primi 500 hPa), Lifted index, Showalter, CAPE e Bulk Shear. Per ognuno di questi parametri si è effettuato un calcolo dell'errore sistematico (Bias), errore medio assoluto (MAE) ed errore quadratico medio (EQM) in modo da quantificare lo scostamento tra i dati osservati e le simulazioni del modello.

Il Bias è un errore sistematico presente in uno studio che si ripercuote sui suoi risultati, determinando uno scarto tra i risultati ottenuti e quelli che si sarebbero dovuti ottenere in assenza di Bias.

I tre tipi di Bias più importanti sono:

- a) Bias di selezione, che si verifica se il campione indagato è stato scelto ed assemblato in modo errato
- b) Bias di misurazione, che si verifica se i metodi di misurazione non sono ben tarati, o imprecisi o diversi tra i casi studiati
- c) Bias da effetti estranei, che si verifica quando è presente un fattore estraneo di confondimento.

La formula che fornisce la distorsione di un campione è:

$$Bias = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Y_i - \hat{Y}_i) \quad (4.1)$$

dove Y_i rappresenta gli N valori osservati relativi ad un parametro e \hat{Y}_i indica gli N valori dello stesso parametro previsti dal modello: quindi il Bias è 0 per modelli perfetti, è positivo per modelli che sottostimano e negativo per modelli che sovrastimano.

ATTENZIONE! il Bias può anche essere 0 se gli errori sono molto alti ma di segno opposto e tali da compensarsi a vicenda.

L'errore medio assoluto è una quantità usata per misurare quanto sono vicine le previsioni e le osservazioni di un campione; il suo valore è dato da:

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |Y_i - \hat{Y}_i| = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |e_i| \quad (4.2)$$

Come suggerisce il nome, l'errore medio assoluto è una media degli errori assoluti e_i dati dalla differenza tra la previsione e l'osservazione.

L'errore quadratico medio (in inglese Mean Squared Error, MSE) indica la discrepanza quadratica media tra i valori dei dati osservati ed i valori dei dati stimati ed è calcolato secondo la formula:

$$EQM = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Y_i - \hat{Y}_i)^2 \quad (4.3)$$

A differenza del Bias, l'EQM è insensibile alla compensazione degli errori di segno opposto ma è soggetto ad un problema: risulta spesso difficile da valutare perchè, essendo una somma di quadrati, la sua unità di misura non è quella dei dati. Per questo motivo, spesso si utilizza la sua radice quadrata:

$$RMSE = \sqrt{EQM} \quad (4.4)$$

che ha la stessa unità di misura delle osservazioni.

Nelle tabelle 4.3 e 4.4 vengono riportati gli esiti dell'analisi statistica condotta rispettivamente sui modelli COSMO-I7 e COSMO-I2, confrontando la previsione effettuata alle 00 UTC e valida per le 24 ore successive con i radiosondaggi osservati nelle stesse località 24 ore dopo.

Dai risultati è evidente che in entrambi i modelli ci sia una sovrastima dell'umidità relativa media della medio-bassa troposfera; i valori di Bias di questo parametro sono abbondantemente negativi ed indicano che la previsione è maggiore dell'osservazione di un valore compreso tra il 7 ed il 13 %. Considerando gli effetti di compensazione, l'errore in alcuni casi può essere anche maggiore, come evidente dagli indici MAE ed EQM.

Anche il CAPE risulta in alcuni casi sovrastimato, soprattutto sulla stazione di Udine, per la quale si ottengono differenze consistenti, particolarmente evidenti nel modello a 2 km. Su Milano gli errori in positivo ed in negativo si compensano ma in ogni caso la previsione risulta sostanzialmente differente dall'osservazione. I valori di Mae ed EQM, infatti, presentano ordini di grandezza che possono alterare di molto la previsione di fenomeni temporaleschi, soprattutto tenendo conto del fatto che gli errori indicati rappresentano valori medi.

LI e Showalter hanno un Bias nullo quindi in media gli errori di sovrastima e sottostima si compensano, ma i valori di MAE ed EQM sono indicativi di errori molto grandi per questo tipo di indici.

Infine, analizzando i valori di Bulk Shear (tra 0 e 6 km)¹ si evince una sottostima di questo parametro (Bias positivo) con valori degli errori medi sostanzialmente uguali tra

¹Il Bulk Shear è la variazione di vento in uno strato, calcolato dalla differenza dei vettori. Il Bulk Shear tra 0 e 6 km discrimina fortemente tra ambienti in cui si possono sviluppare temporali supercella o temporali non supercella. La transizione tra questi due tipi di ambiente avviene quando il Bulk Shear

Errore previsione +24 ore rispetto al Radiosondaggio delle ore 0 U.T.C. COSMO I7

	umidità media [%]		Lifted index		Showalter		C.A.P.E. [J/kg]		Bulk Shear [m/s]				
	bias	Mae	bias	Mae	bias	Mae	bias	Mae	bias	Mae			
S.Pietro Capofiume	-10,4	17,4	22,1	0	2,1	2,9	-0,2	2,3	3,1	229,3	2	4,2	5,8
Milano Linate	-12,6	17,9	22,4	0	2,5	3,9	-0,1	2,1	2,7	439,7	1,9	4,4	6,1
Udine Campoformido	-13,2	18,5	23,1	0	2,2	3,1	0,1	2	3,4	153,9	1,3	4,2	5,8

Figura 4.3: Tabella degli errori commessi da COSMO-I7 nella previsione di alcuni parametri dell'atmosfera per le 24 ore successive.

Errore previsione +24 ore rispetto al Radiosondaggio delle ore 0 U.T.C. COSMO I2

	umidità media [%]		Lifted index		Showalter		C.A.P.E. [J/kg]		Bulk Shear [m/s]				
	bias	Mae	bias	Mae	bias	Mae	bias	Mae	bias	Mae			
S.Pietro Capofiume	-7,3	15,4	19,7	0	2,2	2,9	0	2,3	3,1	219,9	2	4,4	6
Milano Linate	-8	15,3	19,7	0	2,5	3,9	0	2	2,8	393	1,6	4,4	6
Udine Campoformido	-9,1	15,6	19,8	-0,6	2,3	3,3	0	2	2,8	352,4	2	4,6	6

Figura 4.4: Tabella degli errori commessi da COSMO-I2 nella previsione di alcuni parametri dell'atmosfera per le 24 ore successive.

le due risoluzioni del modello.

Le tabelle 4.5 e 4.6 forniscono i valori degli errori calcolati per la previsione a 36 ore, quindi considerando la previsione per le 12 UTC. Purtroppo, la stazione di San Pietro Capofiume effettua un solo sondaggio giornaliero quindi non è stato possibile effettuare un confronto a 36 ore per questa località.

Naturalmente, all'aumentare dell'intervallo temporale di previsione aumenta la possibilità di errore da parte del modello ma dal confronto con il caso precedente, si nota una certa stabilità nei valori di Bias, Mae ed Eqm per i parametri considerati.

In particolare per l'umidità relativa si nota anche un leggero miglioramento nella previsione, che può essere legata più al fattore orario che ad un miglioramento effettivo delle performances dei modelli.

Il LI ha un Bias positivo che evidenzia una sottostima del parametro, ma l'errore medio assoluto e l'errore quadratico medio diminuiscono leggermente: questo significa che l'errore in questo caso è univoco anche se di dimensioni inferiori, rispetto alle 24 h.

Anche per l'indice di Showalter, il Bias diventa leggermente positivo ma con una riduzione dell'errore medio sia per COSMO-I7 che per COSMO-I2.

Il CAPE invece, nella previsione a 36 h, viene sovrastimato in entrambe le località in esame e per entrambi i modelli; l'ordine di grandezza degli errori medi resta approssimativamente costante.

Il Bulk Shear vede un Bias sempre più positivo con EQM e MAE simili alla previsione a 24 h.

Questo studio, quindi, fornisce indicazioni sugli errori commessi dai modelli COSMO a 7 km e 2 km nel prevedere alcuni parametri su cui si basa la previsione di temporali.

I modelli presentano delle difficoltà sulla previsione dell'atmosfera a 24 e 36 h e ciò fornisce una possibile spiegazione per i bassi threat score ottenuti applicando gli alberi decisionali. Sebbene, i modelli LAM utilizzati siano non idrostatici, quindi considerino i moti verticali dell'atmosfera e riproducano i processi di formazione dei temporali, non riescono a prevederli con accuratezza spaziale e temporale. Un tale limite della previsione può essere attribuito a due fattori concomitanti: le parametrizzazioni dei modelli giocano sicuramente un ruolo fondamentale ma anche i dati di inizializzazione contribuiscono ad un risultato differente da ciò che rappresenta la realtà. I modelli analizzati, seppure ad alta risoluzione, contengono al loro interno alcune parametrizzazioni, come ad esempio il ciclo dell'acqua o nel caso di COSMO-I7 la convezione, che rappresentano una approssimazione del comportamento dell'atmosfera.

Inoltre, i dati utilizzati per l'inizializzazione del modello, non sono disponibili ad una scala di griglia confrontabile con quella dei fenomeni che il modello stesso risolve esplicitamente. Di conseguenza il modello, oltre a non descrivere con precisione tutti i fenomeni

tra 0 e 6 km cresce improvvisamente da 25 a 40 kt ($1kt \circ 0.5m/s$) con valori più grandi che favoriscono maggiormente le supercelle. Inoltre un maggiore valore di Bulk Shear si è visto favorire la formazione di tornado.

Errore previsione +36 ore rispetto al Radiosondaggio delle ore 12 U.T.C. COSMO I7

	umidità media [%]			Lifted index			Showalter			C.A.P.E. [J/kg]			Bulk Shear [m/s]		
	bias	Mae	Eqm	bias	Mae	Eqm	bias	Mae	Eqm	bias	Mae	Eqm	bias	Mae	Eqm
Milano Linate	-12,5	16,7	20,7	0,6	1,8	3,1	0,1	1,7	2,2	-29,1	160,3	385,6	3,1	4,5	6,4
Udine Campoformido	-14,6	17,5	21,4	0,6	1,6	2,3	0,5	1,7	2,2	-48,1	145,1	357,6	1,6	3,6	4,8

Figura 4.5: Tabella degli errori commessi da COSMO-I7 nella previsione di alcuni parametri dell'atmosfera per le 36 ore successive.

Errore previsione +36 ore rispetto al Radiosondaggio delle ore 12 U.T.C. COSMO I2

	umidità media [%]			Lifted index			Showalter			C.A.P.E. [J/kg]			Bulk Shear [m/s]		
	bias	Mae	Eqm	bias	Mae	Eqm	bias	Mae	Eqm	bias	Mae	Eqm	bias	Mae	Eqm
Milano Linate	-6	12,4	15,8	1,1	2,2	3,6	0,5	1,8	2,3	-42,9	185,7	415,9	3	4,6	6,3
Udine Campoformido	-10,4	14,6	18,2	0,9	1,9	2,6	0,7	1,9	2,4	-47,3	158,3	352,4	2,7	4,2	5,4

Figura 4.6: Tabella degli errori commessi da COSMO-I2 nella previsione di alcuni parametri dell'atmosfera per le 36 ore successive.

per via delle parametrizzazioni, non è nemmeno nelle condizioni di conoscere dettagliatamente lo stato reale dell'atmosfera di partenza.

La rete globale (GOS) che fornisce le informazioni sullo stato iniziale dell'atmosfera

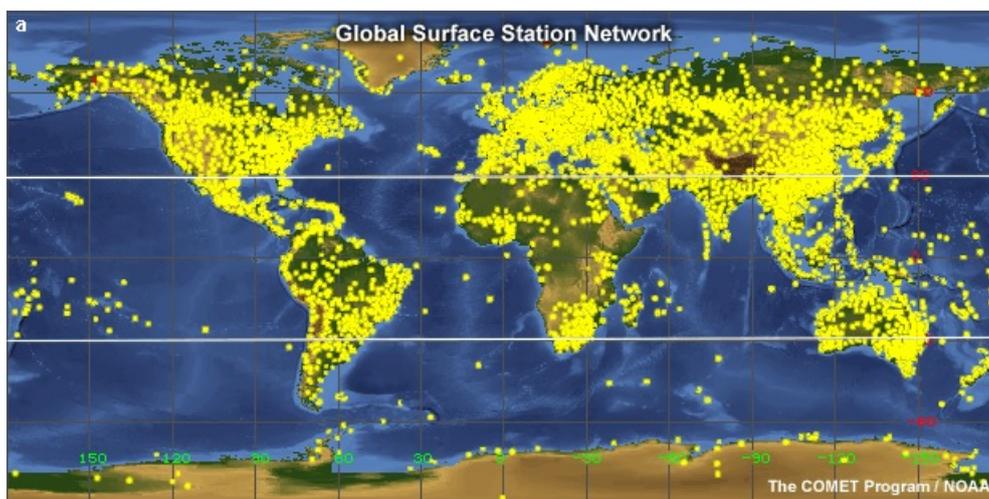


Figura 4.7: Stazioni di superficie del Global Observing System (GOS).

non è oggi sufficiente a fornire i dati di cui i modelli necessitano; gli strumenti che prelevano i parametri ambientali, oltre ad essere pochi, sono anche distribuiti in maniera non uniforme. Soprattutto nelle zone poco popolate i dati scarseggiano e quindi esistono intere aree dove i modelli non hanno la percezione del reale stato dell'atmosfera; questa restrizione si riflette sia sui modelli globali che su quelli ad area limitata vista la dipendenza dalle condizioni al contorno.

Questo rappresenta uno dei motivi per cui, nel processo di *assimilazione dati*, solo una parte di dati osservati viene utilizzata nell'inizializzazione del modello (*innovazione*), il resto delle informazioni viene ricavata da run precedenti effettuati a breve termine (*background*)² [71]. In realtà questa scelta è anche dettata dall'esigenza di continuità nella previsione dell'evoluzione atmosferica.

Anche in aree densamente popolate e ricche di misurazioni come avviene in Europa (figura 4.7), i modelli non ricevono una struttura fine di dati confrontabile con la risoluzione dei fenomeni che il modello riproduce. Attualmente, grazie all'utilizzo dei dati da aerei di linea, da navi e da radar, che si uniscono a quelli da superficie (figura 4.8), le informazioni sono moltissime e coprono molte aree del globo, ma ciò non è sufficiente a dare una visione precisa e completa sullo stato dell'atmosfera da cui il modello inizia la sua

²Ad esempio: le condizioni iniziali di analisi per un run delle ore 12 UTC sono fornite dalla correzione della previsione a 3 ore emessa alle 9 UTC, basata sulle osservazioni reali ricevute in un periodo di 3 ore intorno alle 12 UTC

corsa.

Nel futuro si prevede uno sviluppo delle tecniche di rilevamento dati da satellite perchè considerate più efficienti, più economiche e soprattutto più complete vista la copertura globale che i satelliti forniscono.

Molti satelliti in orbita sono equipaggiati con strumenti per il rilevamento di radiazione VIS e IR e con sonde da cui si possono derivare diversi parametri meteorologici. Alcuni satelliti in orbita polare sono dotati di strumentazione capace di fornire profili verticali di temperatura ed umidità in aree libere da copertura nuvolosa. Altri satelliti geostazionari, invece, possono essere usati per misure della velocità del vento nei tropici tracciando nubi e vapor d'acqua.

Con questo indirizzo nella ricerca, si spera di ottenere parallelamente modelli a risoluzione sempre più bassa supportati da una rete di dati la cui distribuzione sia paragonabile alla scala del modello.

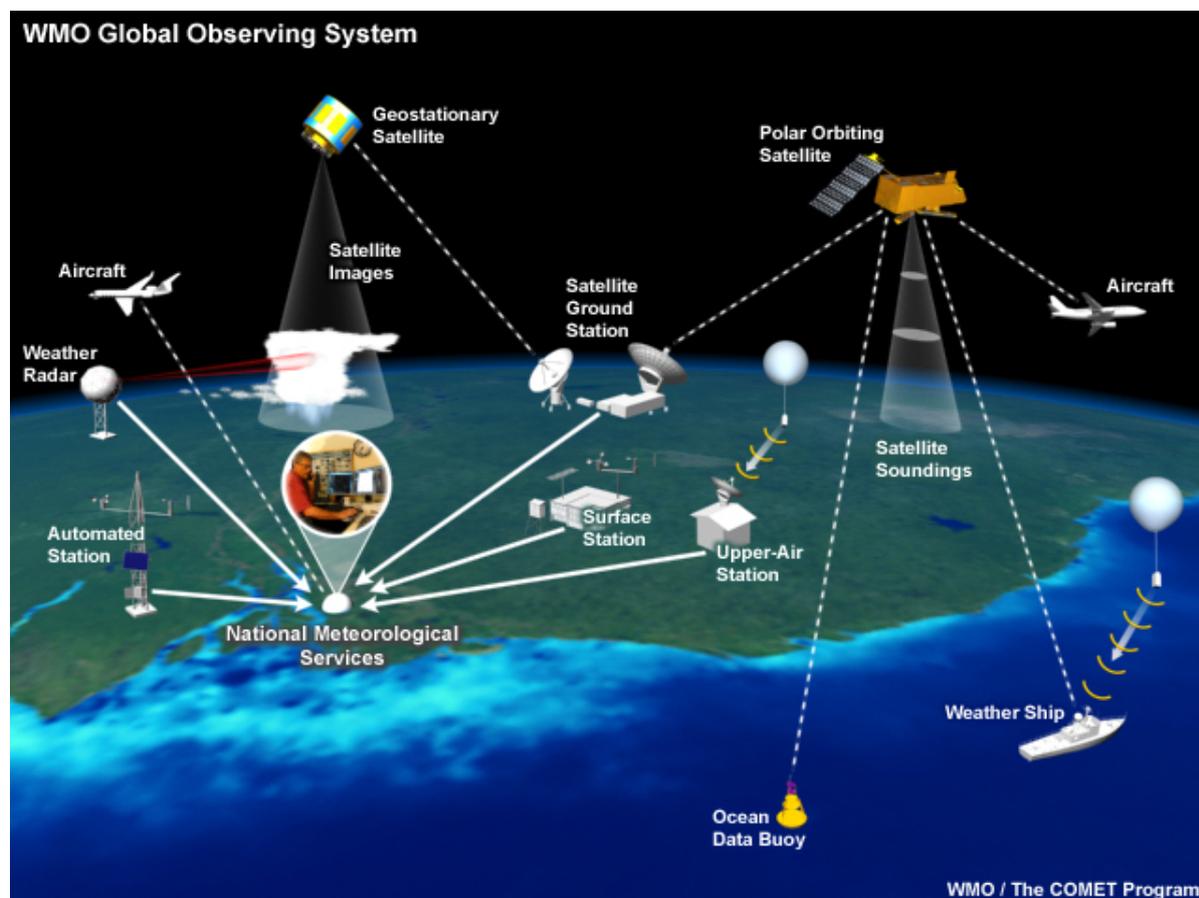


Figura 4.8: Strumenti utilizzati dalla rete osservativa globale WMO.

Conclusioni

A seguito del lavoro svolto, è opportuno evidenziare in primo luogo la scarsa disponibilità di riferimenti letterari sulla teoria degli alberi decisionali. Nonostante sia riconosciuta la validità del metodo e si faccia spesso riferimento alle sue potenzialità nella previsione di temporali, ad oggi mancano studi approfonditi che ne dimostrino quantitativamente la reale affidabilità.

Inoltre, esistono diverse versioni dell'albero decisionale, che non sono disponibili in letteratura ma che vengono utilizzate presso molti centri previsionali; tali elaborazioni sono state effettuate sulla base della climatologia locale ma anche in questi casi non sono stati forniti test di verifica delle loro prestazioni.

Molto probabilmente lo sviluppo del metodo decisionale è stato limitato in passato dalla bassa affidabilità dei modelli nel simulare il comportamento dell'atmosfera soprattutto per fenomeni su scala ridotta. Solo negli ultimi anni i modelli hanno raggiunto una risoluzione tale da risolvere i moti verticali e descrivere la microfisica dell'atmosfera, elementi fondamentali per la previsione dei temporali.

Oggi, la previsione di questo tipo di fenomeni risulta praticata soprattutto nell'attività di *nowcasting* perchè basata su valori osservati dei radiosondaggi e di conseguenza si rivela abbastanza attendibile, ma la tendenza è quella di anticipare questa previsione con il supporto, appunto, della modellistica numerica.

L'obiettivo principale di questo lavoro è di ricavare quanto il metodo, basato sull'uso dell'albero decisionale, sia performante nella previsione di fenomeni a carattere temporalesco con 24 ore di anticipo, ma si vuole anche dimostrare quali siano le cause dei suoi limiti in modo da indirizzare gli studi futuri.

Lo studio è stato effettuato fornendo all'albero decisionale i valori dei parametri ambientali previsti dai modelli COSMO-I7 e COSMO-I2 per il giorno successivo; si è quindi provveduto a confrontare la previsione in uscita dall'albero con i fenomeni che si sono osservati nelle 24 ore (da +24 h a +48 h), ricavati da METAR, SYNOP e SYREP e da mappe di fulminazioni.

Dal confronto tra i vari test, si evince che le mappe di fulminazioni completano la conoscenza dei temporali osservati: il contributo informativo è valutato intorno al 10% ma si è visto influire molto sul threat score finale perchè interviene sia sulla riduzione dei "falsi allarmi" che sull'incremento dei "mancati allarmi": il bilancio finale tra questi effetti

conduce ad un miglioramento dell'indice di successo della previsione.

Da questi dati emerge un problema di definizione della realtà legato al limite dei report osservativi; non sempre ciò che viene osservato coincide con ciò che si è verificato a causa di errori legati alla compilazione dei report o alla visuale ridotta o al mal funzionamento di alcuni strumenti. Questo problema non è da sottovalutare perchè, come visto, può incidere profondamente sulla verifica delle previsioni e può fornire indicazioni errate sulle correzioni da effettuare nei metodi previsionali. Una limitazione che si riscontra nella rilevazione dei temporali è legata alla scala ridotta su cui questi fenomeni si verificano rispetto alla griglia di osservazione, per questo motivo occorre servirsi di ogni contributo osservativo disponibile (es radar, satelliti, ecc.) in modo da ottenere una visione completa ed oggettiva della verità.

L'applicazione dell'albero di Colquhoun alle previsioni puntuali di temporali in Pianura Padana non dimostra in generale una buona corrispondenza con le osservazioni ed infatti il threat score globale calcolato risulta basso, minore del valore soglia di una buona previsione, valutato attorno a 0.6. Nonostante siano state fatte numerose assunzioni per massimizzare il risultato, i valori ottenuti non sono soddisfacenti. In alcuni casi il TSc è stato penalizzato dai "falsi allarmi" mentre in altri casi dominavano i "mancati allarmi", per questo sono stati effettuati volta per volta piccoli aggiustamenti ai valori soglia utilizzati all'interno dell'albero. I risultati mostrano che se da una parte migliorano i falsi allarmi dall'altra aumentano i mancati allarmi e viceversa e questo conferma che le soglie utilizzate sono quelle che ottimizzano le prestazioni dell'albero proposto da Colquhoun. Anche il TSc globale della regione Emilia Romagna risulta basso ma da un'analisi approfondita sull'indice puntuale di ogni stazione emergono valori abbastanza discordanti. Entrambi i modelli, sulla base di questo indice, generano una previsione abbastanza buona sulle località emiliane, mentre il risultato peggiora molto in Romagna.

Questa differenza nelle prestazioni può derivare da due cause principali: la dinamica su scala sinottica e la climatologia regionale. La modellistica in uso, infatti, presenta una sovrastima dei fenomeni sopravvento rispetto all'Appennino e questo errore risulta più evidente in Romagna dove il crinale è mediamente più basso e fornisce quindi una forzante verticale minore per i flussi di Bora. Lo stesso errore di sovrastima si osserva in Emilia, ma in questa zona risulta meno apprezzabile perchè l'orografia, mediamente più alta, fornisce un contributo maggiore al forcing verticale dei flussi settentrionali e le osservazioni si dimostrano più in linea con la previsione dei modelli.

Inoltre, per le sue caratteristiche, il TSc viene influenzato positivamente dagli eventi previsti ed osservati piuttosto che da quelli non previsti e non osservati, di conseguenza risulta migliore in Emilia dove, complessivamente, si osserva un numero maggiore di eventi temporaleschi.

Il settore occidentale della regione, infatti, risente degli effetti del Mar Tirreno e riscontra numerosi fenomeni a carattere temporalesco collegati a sistemi frontali, sistemi che in Romagna giungono più attenuati e meno efficaci alla formazione di temporali.

Altre informazioni possono essere ricavate effettuando un upscaling, ovvero considerando

una generalizzazione degli eventi su tutta la regione e valutando corretta la previsione di temporale ogni qualvolta il fenomeno si verifichi all'interno della regione stessa. Da questa macro-osservazione si deduce che in generale il modello riconosce una situazione di instabilità e mostra una buona capacità di prevedere fenomeni all'interno della regione, ma non si dimostra preciso nella localizzazione: il TSc in questo caso è 0.58 ma manca l'informazione spaziale, oltre che temporale, degli eventi previsti ed osservati.

I dati forniti si riferiscono a località di pianura dove la previsione e localizzazione risulta più impegnativa, in montagna la formazione di fenomeni è più frequente e quindi ci si attende un valore dell'indice di successo della previsione superiore a quello della pianura. Lo stesso test è stato ripetuto utilizzando l'albero decisionale in uso presso la sala operativa ARPA-SIMC, considerato più attendibile per le condizioni climatiche della Pianura Padana. In particolare, è stata testata la parte relativa alla probabilità di temporali, tralasciando la previsione del vento.

I risultati non differiscono molto da quelli precedenti ed evidenziano anche in questo caso una differenza sostanziale nell'indice calcolato puntualmente tra stazioni emiliane e romagnole.

Una caratteristica importante di questo albero consiste nella scelta iniziale relativa alla forzante: in questo caso il previsore ha la mansione di decidere se c'è instabilità e se è sufficiente all'innescio di fenomeni. Questa decisione, che non può basarsi solo sul superamento di una soglia, sottolinea l'importanza che riveste l'interpretazione dei modelli da parte dei meteorologi. Il fatto che il modello preveda indici di instabilità favorevoli alla formazione dei temporali non garantisce che i fenomeni si verifichino, occorre esaminare il contesto sinottico e quindi la presenza di meccanismi forzanti come fronti, orografia ecc.

Se ad esempio sono presenti condizioni di instabilità ma contemporaneamente si osserva un elevato valore di CIN, è il previsore a dover interpretare se il trigger è sufficiente allo sviluppo del temporale.

Per questo motivo si è deciso di testare la previsione elaborata dai previsori della sala operativa per il giorno successivo confrontandola con le osservazioni dei fenomeni; il risultato non è stato molto differente da quello ottenuto tramite albero decisionale ed il basso numero di falsi allarmi indica la cautela con cui si procede nella previsione di questi fenomeni molte ore prima dell'evento.

I risultati dei test effettuati hanno posto in evidenza le potenzialità dell'uso di alberi decisionali, il cui rendimento è però penalizzato dagli errori della modellistica numerica; principalmente la difficoltà dei modelli COSMO-I2 e COSMO-I7 risiede nella previsione della interazione del flusso con l'orografia e quindi nella localizzazione effettiva degli eventi all'interno della regione.

La statistica ricavata dal confronto tra radiosondaggi previsti ed osservati conferma l'ipotesi: l'albero decisionale non discrimina bene perchè le previsioni hanno degli errori. In particolare i modelli, in media, sovrastimano l'umidità relativa ed il CAPE e sottostimano il Bulk Shear, ma vi sono errori discordanti anche per il Lifted Index e lo Showalter

Index.

Nonostante COSMO-I2 sia un modello non idrostatico senza schema di convezione, non riesce a prevedere con precisione l'evoluzione degli indici di instabilità. L'errore è riconducibile sia alle parametrizzazioni insite nel modello, che alla bassa risoluzione della griglia di osservazione rispetto alla scala dei fenomeni in esame; inoltre COSMO-I2 riceve le condizioni al contorno da COSMO-I7, i cui errori si ripercuotono naturalmente sulla previsione del modello a scala minore.

Gli sviluppi futuri sono quindi da ricercare anzitutto nel miglioramento del modello, con risoluzioni sempre maggiori e con la descrizione esplicita di processi ad oggi parametrizzati come turbolenza, microfisica delle nubi, radiazione, ciclo idrico, ecc.

Un buon contributo al miglioramento delle previsioni può provenire inoltre dal potenziamento della rete osservativa, tramite l'uso di un sistema informativo integrato: da misure satellitari, infatti, si possono ottenere dati più accurati e ben distribuiti sullo stato reale dell'atmosfera. Una migliore inizializzazione dei modelli non può che ottimizzare la previsione anche dei parametri di instabilità e quindi rendere più affidabile la previsione di temporali migliorandone la collocazione sia nello spazio che nel tempo.

In questo studio non è stata testata l'affidabilità temporale della previsione, generalizzando su tutti i fenomeni osservati nelle 24 ore in esame: questa scelta è stata fatta perchè la previsione dei fenomeni nel tempo risulta ancora più difficoltosa, di conseguenza, se il sistema testato riscontra problemi nel prevedere dove i fenomeni si verificheranno, non c'è da aspettarsi una prestazione migliore sulle tempistiche degli eventi. D'altra parte, la modellistica numerica mostra ancora incertezze sull'evoluzione temporale dell'atmosfera, e questo accade non solo per i parametri relativi ad un radiosondaggio, ma anche su scala più grande; non sono rari ritardi o anticipazioni nella formazione dei minimi, nel loro spostamento e nella relativa evoluzione dei fronti da cui proprio i temporali dipendono in maniera evidente. Anche per queste problematiche ci si attende quindi un miglioramento nelle prestazioni dei modelli per il futuro.

Grazie ai risultati incoraggianti sull'uso dell'albero di Colquhoun alle previsioni di temporali in Australia, è stata elaborata nel 1998, ad opera dello stesso autore e di Mills [10], una versione ancora più complessa che pretende di elaborare non solo la previsione di temporali, ma anche il tipo di evento (temporale, temporale intenso, supercella) ed i fenomeni ad esso associati (tornado, grandine, flash floods, microbursts, ecc.). La nuova versione dell'albero di Colquhoun non è stata approfondita in questo studio perchè considerata troppo complessa per il clima italiano e soprattutto perchè i fenomeni che si pretende di prevedere si sviluppano su scale spaziali ancora più ridotte, di conseguenza non ci si attende una performance migliore da parte dei modelli.

Appendice A

Scale	Wind speed (Estimated)			Example of damage
	mph	km/h	m/s	
EF0	65–85	104–137	29–37	
EF1	86–110	138–177	38–49	
EF2	111–135	178–217	50–60	
EF3	136–165	218–266	61–73	
EF4	166–200	267–322	74–90	
EF5	>200	>322	>90	

Tabella 4.1: Enhanced Fujita Scale

Appendice B

Valutazione dell' instabilita' del 04 06 2013 ore : 00 uscita diretta modello Valido per OGGI			
INDICE	DESCRIZIONE	SOGLIE	VALORE PREVISTO COSMO-I2
SB CAPE (J/Kg) cape calcolato per lo strato superficiale	stima della energia dello Updraft dalla superficie al punto di equilibrio	0<cape<2000 & shear > 10: alta instabilita cape > 1000 e shear < 10: alta instabilita	834.0 RN 09 498.0 PC 18
ML CAPE (J/Kg) cape calcolato per lo strato di 50hPa vicino alla superficie	stima della energia dello Updraft mediata nello strato tra la superficie e i 50hPa al disopra	0<cape<1000 & shear>10 : alta instabilita cape >1000 & shear<10 : alta instabilita	688.9 RN 09 407.7 PC 18
MU CAPE (J/Kg) cape calcolato come massimo sul profilo	stima della energia massima sul profilo del radiosondaggio	si utilizzi in presenza di inversioni al suolo, valori positivi sono indice di forte instabilita	834.0 RN 09 498.0 PC 18
CIN (J/Kg) inibizione convezione	stima della energia che occorre per innescare la convezione libera	cin > -100 alta probabilita di innescio di convezione profonda	13.5 MO 12 -13.0 PC 18
LI (K) Lifted-index	Differenza di temperatura tra 500 hPa e la temperatura acquisita a partire dalla superficie	LI< 0 instabilita -5< LI< -2 media instabilita LI< -5 alta instabilita	-3.1 PR 18 -2.2 PC 18
SH (K) Showalter	Differenza di temperatura tra 500 hPa e la temperatura acquisita nel sollevamento da 850 hPa	0< SH< 2 bassa instabilita -2< SH< 0 media instabilita SH< -2 alta instabilita	-2.1 PC 21 -0.4 PC 18
K (K) Indice K	Differenza tra temperature e umidita tra lo strato a 850 hPa e 500 hPa	KI<20 bassa instabilita 20<KI< 25 media instabilita KI>25 alta instabilita	34.1 PC 21 33.3 PC 18
RH Umidita (%)	Umidita nella media-bassa troposfera (superficie 500 hPa)	RH < 50% stabile RH > 70% alta probabilita di rovesci intensi	85.6 PC 21 76.9 PC 18
Indici vari			
Dqe (K)	Differenza di temperatura equivalente potenziale tra media troposfera e la superficie	Dqe < 13 K raffiche deboli Dqe > 20 K raffiche forti	9.9 RE 03 -999.9 nt 99
Velocita vento a 850 hPa (m/s)	velocita del vento a 850 hPa	vento >= 20 m/s o 40 Kt probabilita di raffiche intense al suolo	9.4 RA 24 -999.9 nt 99
Shear (m/s)	differenza soltanto in velocita del vento tra 0-6 km	Shear < 10 m/s basso 10 < Shear < 20 medio Shear >= 20 alto	12.6 RE 06 -999.9 PC 18
Valido per OGGI probabilita temporali forti ----> alta probabilita raffiche forti ----> bassa Valutazione termodinamica per OGGI:			

Tabella 4.2: Output dell'albero decisionale ARPA per tutta l'Emilia Romagna. Per ogni parametro vengono specificate le localita' per cui il modello prevede il valore max e min.

Ringraziamenti

Desidero ricordare tutti coloro che mi hanno aiutato nella stesura della tesi con suggerimenti, critiche ed osservazioni: a loro va tutta la mia gratitudine.

Grazie al Prof. Ennio Tosi per aver accettato di seguirmi in questo lavoro ed avermi indirizzato nella scelta degli argomenti trattati.

Ringrazio, inoltre Andrea Selvini per la grande pazienza e disponibilità dimostrate e per i preziosi consigli dispensati durante questi mesi; grazie anche per i dati e per tutto il lavoro che c'è stato dietro.

Grazie a Paolo Patruno per avermi aiutato nell'avvio della tesi ed aver fornito il materiale per la teoria di questo studio.

Un ringraziamento anche al Direttore del Servizio Idro-Meteo-Clima di ARPA Emilia Romagna Carlo Cacciamani ed alla Dirigente Responsabile dell'Area Modellistica Tiziana Paccagnella per avermi dato la possibilità di svolgere la tesi insieme al loro gruppo.

Infine ringrazio per il loro contributo Federico Grazzini, Andrea Montani, Maria Stefania Tesini e Paolo Mezzasalma.

Acronimi

ACC Accuracy

AM Aeronautica Militare

ARPA Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente

CAPE Convective Available Potential Energy

CCL Convective Condensation Level

CCN Cloud Condensation Nuclei

CIN Convective Inhibition

COSMO Consortium for Small Scale Modeling

CSI Critical Success Index

CT Convective Temperature

DALR Dry Adiabatic Lapse Rate

ECMWF European Centre for Medium range Weather Forecasts

EL Equilibrium Level

ENAV Ente Nazionale di Assistenza al Volo

EQM Errore Quadratico Medio

ER Emilia Romagna

GCM Global Circulation Model

GMS Geostationary Meteorological Satellite

GOS Global Observing System

GTS Global Telecommunication System

IFS Integrated Forecast System

IR Infrarosso

LAMI Limited Area Model Italia

LCL Lifting Condensation Level

LFC Level Free Convection

MAE Mean Absolute Error

METAR Meteorological Aerodrome Report

MLCAPE Mixed Layer Convective Available Potential Energy

MOS Model Output Statistic

CAPE Most Unstable Convective Available Potential Energy

NCAPE Normalized Convective Available Potential Energy

NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration

NSW New South Wales

NT Northern Territory

NWP numerical weather prediction

PBL Planetary Boundary Layer

POD Probability Of Detection

POFD Probability Of False Detection

Qld Queensland

RMSE Root Mean Square Error

SA South Australia

SBCAPE Surface Based Convective Available Potential Energy

SDI Supercell Detection Index

SIMC Servizio Idro Meteo Clima

SYNOP Surface Synoptic Observations

SYREP SYNOP Report

SWEAT Severe Weather Threat

TAF Terminal Aerodrome Forecast

TPSI Thunderstorm Intelligence Prediction System

TS Thunderstorm

TSc Threat Score

UV Ultravioletto

VIS Visibile

WA Western Australia

WMO World Meteorological Organization

Bibliografia

- [1] Barnes, Stanley L., 1968: *An Empirical Shortcut to the Calculation of Temperature and Pressure at the Lifted Condensation Level*. J. Appl. Meteor., 7, 511.
- [2] Buck, Arden L., 1981: *New Equations for Computing Vapor Pressure and Enhancement Factor*. J. Appl. Meteor., 20, 1527-1532.
- [3] W.M.O. (2008): *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*, WMO n. 8, Seventh edition. Secretariat of the World Meteorological Organization, Geneva Switzerland.
- [4] Bonafè, G., 2006: *Meteorologia dello Strato Limite Atmosferico*, ARPA SIM Emilia Romagna.
- [5] Lawrence, Mark G., 2005: *The Relationship between Relative Humidity and the Dewpoint Temperature in Moist Air*. Bulletin of American meteorological society, 225-233.
- [6] Doswell, C. A., Brooks, H. E., 1997: *Budget Cutting and the Value of Weather Services*. NOAA/ERL National Severe Storm Laboratory, Norman, Oklahoma. Vol. 13, pp 206-212.
- [7] Cacciamani, C., Battaglia, F., Patrino, P., Pomi, L., Selvini, A., Tibaldi, S., 1995: *A Climatological Study of Thunderstorm Activity in the Po Valley*. Theor. Appl. Climatol. 50, 185-203.
- [8] Rotella, Vincenzo, 2006: *Indici di Instabilità per la Previsione e Classificazione dei Temporali*. Rivista di Meteorologia Aeronautica, 2, 32-37.
- [9] Groenemeijer, Pieter, 2005: *Sounding Derived Parameters Associated with Severe Convective Storms in The Netherlands*. Institute of Marine and Atmospheric research Utrecht (IMAU).
- [10] Mills, G.A. and J.R. Colquhoun, 1998: *Objective Prediction of Severe Thunderstorm Environments: Preliminary Results Linking a Decision Tree with an Operational Regional NWP Model*. Wea. Forecasting, 13, 1078-1092.

- [11] Markowski, Paul M., Jerry M. Straka, Erik N. Rasmussen, David O. Blanchard, 1998: *Variability of Storm-Relative Helicity during VORTEX*. Monthly Weather Review: Vol. 126, No. 11, pp. 2959-2971.
- [12] Colquhoun, John R., Philip A. Riley, 1996: *Relationships between Tornado Intensity and Various Wind and Thermodynamic Variables*. Wea. Forecasting, 11, 360371.
- [13] Scotton, R., Mercalli, L., Castellano, C., Cat Berro, D., 2003: *Introduzione ai Modelli Numerici di Previsione Meteorologica* (NWP). Nimbus 29-30, 9-32.
- [14] Seifert, A., Fuhrer, O., 2009: *Simulation of Deep Convection with the COSMO Model*. Forschungskolloquium, MeteoSchweiz.
- [15] Wicker, R., Kain, J., 2005: *A Brief Description of the Supercell Detection Index and Use of Color 30*. National Severe Storms Laboratory.
- [16] McDonald, James; Kishor C. Mehta (October 10, 2006): *A Recommendation for an Enhanced Fujita scale (EF-Scale)*. Lubbock, Texas: Wind Science and Engineering Research Center, Texas Tech University. Retrieved 2013-05-21.
- [17] Edwards, Roger; J. G. LaDue; J. T. Ferree; K. Scharfenberg; C. Maier; W. L. Coulbourne (2013): *Tornado Intensity Estimation: Past, Present, and Future*. Bull. Amer. Meteor. Soc. 94 (5): 64153.
- [18] Colquhoun, J. R., 1987: *A Decision Tree Method of Forecasting Thunderstorms, Severe Thunderstorms and Tornadoes*. Weather forecast (USA),2, 337-344.
- [19] Showalter, A. K. 1947: *A Stability Index for Forecasting Thunderstorms*. Bull. Amer. Meteor. Soc.. 34. 250 252.
- [20] Tajbakhsh, S.; Ghafarian, P.; Sahraian, F., 2012: *Instability Indices and Forecasting Thunderstorms: The Case of 30 April 2009*. Natural Hazards & Earth System Sciences. Vol. 12 Issue 2, p402-413. 11p.
- [21] Miller, R.C., 1972: *Notes on the Analysis and Severe-Storm Forecasting Procedures of the Air Force Global Weather Central*. Air Weather Service Tech. Rept. 200 (Rev.), Air Weather Service, Scott Air Force Base, IL, 190 pp.
- [22] Bolton, D., 1980: *The Computation of Equivalent Potential Temperature*. Mon. Wea. Rev., Vol. 108, pp.1046-1053.
- [23] Wallace, J. M., Hobbs, P. V., 2006: *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. 2nd edition.

- [24] Tosi, E., 2013: *Thermodynamics*. Appunti per il corso di laurea in Fisica dell'Atmosfera e Meteorologia, Università di Bologna.
- [25] Lee, R. R., and J. E. Passner, 1993: *The Development and Verification of TIPS: An Expert System to Forecast Thunderstorm Occurrence*. Wea. Forecasting, 8, 271-280.
- [26] Cacciamani, C., Paccagnella, T., 1999: *La Previsione Meteorologica*. ArpaRivista, 6/1999, pp 23-27
- [27] Tiedtke M. 1989: *A Comprehensive Mass Flux Scheme for Cumulus Parameterization in Large Scale Models*. Mon. Weather Rev. 117, 1779-1800.
- [28] Hyndman, R. and Koehler A. 2005: *Another Look at Measures of Forecast Accuracy*.
- [29] Loague, K., Green, R., 1991: *Statistical and Graphical Methods for Evaluating Solute Transport Models: overview and applications*. Journal of contaminant hydrology, 7, 51-73.
- [30] Dimonov, D. V., 2011: *Parameterisation of Cumulus Convection*. COSMO-CLM Training Course, 1-35.
- [31] Thompson, R. L., Mead, C. M., and Edwards, R., 2006: *Effective Storm-Relative Helicity and Bulk Shear in Supercell Thunderstorm Environments*. Weather and Forecasting, 22, 102-115.
- [32] Thompson, R. L., Mead, C. M., Edwards, R., 2004: *Effective Bulk Shear in Supercell Thunderstorm Environments*. Preprints, 22nd Conf. on Severe Local Storms, Hyannis, MA, Amer. Meteor. Soc.
- [33] George, J. J. 1960: *Weather Forecasting for Aeronautics*. Academic Press, . 673 pp.
- [34] Galway, J. G. 1956: *The Lifted Index as a Predictor of Latent Instability*. Bull. Amer. Meteor. Soc.. 5285-29
- [35] Leuenberger, D., Stoll, M., Roches, A., 2010: *Description of some convective indices implemented in the COSMO model*. Technical Report No. 17- COSMO.
- [36] Gaopeng Lu, Steven A. Cummer, Jingbo Li, Feng Han, Richard J. Blakeslee and Hugh J. Christian, 2009: *Charge transfer and in-cloud structure of large-charge-moment positive lightning strokes in a mesoscale convective system*. Geophysical Research Letters, Volume 36, Issue 15, 16

- [37] Rigo, T., Pineda, N., Bech, J., 2010: *Analysis of warm season thunderstorms using an object-oriented tracking method based on radar and total lightning data*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 10, 18811893.
- [38] De Rubertis, D., 2006: *Recent Trends in Four Common Stability Indices Derived from U.S. Radiosonde Observations*. J. Climate, 19, 309323.
- [39] Wilks, D. S., 1995: *Statistical methods in the atmospheric sciences*. International Geophysics Series, Vol 59, Academic Press, 464pp
- [40] Dierer, S., 2009: *COSMO Priority Project Tackle deficiencies in quantitative precipitation forecast (QPF): Final Report*. Technical Report No. 15- COSMO.
- [41] Morgillo, A., 2011j: *Preliminary results with very high resolution COSMO model for the forecast of convective events*. COSMO News Letter No. 11, pp 52-60.
- [42] <http://www.srh.noaa.gov/images/epz/wxcalc/mixingRatio.pdf>
- [43] <http://www.isac.cnr.it/dinamica/davolio/tmp/Didattica/03-termodinamica2.pdf>
- [44] http://www.meteoam.it/?q=help_metar
- [45] <http://www.arpa.piemonte.it/approfondimenti/temi-ambientali/meteorologia-e-clima/meteo/modelli-numeric>
- [46] http://www.spc.noaa.gov/exper/Spring_2005/SDI-docs.pdf
- [47] <http://www.scienze.uniroma2.it/wp-content/uploads/2009/03/FDA-07-Stabilit%C3%A0-verticale.pdf>
- [48] ftp://ftp.wmo.int/wmo-ddbs/VolA_New/Pub9volA140408x.flatfile
- [49] [http://www.arpa.emr.it/cms3/documenti/_cerca_doc/meteo/verifica_previsioni/occorrenza_preci\(2\).pdf](http://www.arpa.emr.it/cms3/documenti/_cerca_doc/meteo/verifica_previsioni/occorrenza_preci(2).pdf)
- [50] http://www.arpa.emr.it/cms3/documenti/_cerca_doc/meteo/generale/descrizione%20lunga%20radiosondaggio.pdf
- [51] <http://www.isac.cnr.it/dinamica/davolio/tmp/Didattica/14-modelli%20meteo.pdf>
- [52] http://www.isac.cnr.it/dinamica/davolio/tmp/Didattica/dispensa_struttura_composizione.pdf

- [53] <http://www.isac.cnr.it/dinamica/davolio/tmp/Didattica/02-termodinamica1.pdf>
- [54] http://www.isac.cnr.it/dinamica/davolio/tmp/Didattica/dispensa_struttura_composizione.pdf
- [55] http://glossary.ametsoc.org/wiki/Stability_index
- [56] <http://weather.uwyo.edu/cgi-bin/sounding?region=europe&TYPE=TEXT%3ALIST&YEAR=2014&MONTH=01&FROM=2900&TO=2900&STNM=16144>
- [57] <http://vortex.nsstc.uah.edu/mips/personnel/kevin/thermo/lawrence-05.pdf>
- [58] <http://www.scienze.uniroma2.it/wp-content/uploads/2009/03/FDA-07-Stabilit%C3%A0-verticale.pdf>
- [59] <http://weather.uwyo.edu/upperair/indices.html>
- [60] http://www.caem.wmo.int/_pdf/thunderstorms/thunderstorms_04_forecasting.pdf
- [61] http://www.estofex.org/guide/1_2_4.html
- [62] <http://www.aos.wisc.edu/~aalopez/aos101/wk10.html>
- [63] http://sleet.aos.wisc.edu/~gpetty/wp/wp-content/uploads/2011/11/skewt_moisture_schematic.pdf
- [64] <http://www.skystef.be/storm-indices.htm>
- [65] <http://www.geologywales.co.uk/storms/upthere.htm>
- [66] http://www.eol.ucar.edu/projects/ceop/dm/documents/refdata_report/eqns.html
- [67] http://www.eumetcal.org/resources/ukmeteocal/verification/www/english/msg/ver_categ_forec/uos3/uos3_ko1.htm
- [68] <http://maths.ucd.ie/met/msc/fezzik/Phys-Met/Ch03-P4.pdf>
- [69] <http://www.nws.noaa.gov/om/severeweather/resources/ttl6-10.pdf>
- [70] http://www.casaonofri.it/biometry/Presentations/ValutazioneModelli_h.pdf
- [71] <https://www.meted.ucar.edu/>

[72] <http://www.lightningmaps.org>

[73] <http://www.cimms.ou.edu/~doswell/OZtrip/STSCConf/Indices.html>

[74] <http://www.sat24.com/it>