

Radiosondaggio atmosferico

A cura di Andrea Selvini ARPAE-SIMC



Il radiosondaggio dell'atmosfera è effettuato presso la base meteorologica operativa di ARPA-SIMC a San Pietro Capofiume, comune di Molinella (BO), nell'area della Base meteorologica "Giorgio Fea".

Il radiosondaggio fornisce il profilo verticale di temperatura, umidità relativa (da cui, assieme alla temperatura dell'aria, si ricava la temperatura di rugiada), forza e direzione del vento per una serie di livelli di pressione, dal suolo fino ad un'altezza media di circa 25 chilometri.

Le misure sono effettuate da una radiosonda trasportata verso l'alto da un pallone gonfiato con elio, e trasmesse ogni 2 secondi da un apparato radio alla centralina di ricezione a terra.

I dati di radiosondaggio forniscono la misura più accurata che si disponga di queste variabili, ed oltre ad essere utilizzato per considerazioni relative al profilo termodinamico dell'atmosfera, sono utilizzati per produrre le analisi delle condizioni iniziali dell'atmosfera a partire dalle quali sono prodotte le previsioni formulate dai modelli fisico-matematici dell'atmosfera.

Il radiosondaggio dell'atmosfera di San Pietro Capofiume è realizzato alle ore 00:00 U.T.C e alle ore 12:00 U.T.C. (ora di Greenwich).

Il lancio è effettuato automaticamente da un apparato chiamato Autosonda, di fabbricazione Vaisala (Finlandia), che alle ore stabilite gonfia il pallone, attiva la batteria della radiosonda precedentemente preparata (operazione denominata condizionamento), la unisce al pallone ed infine apre un portellone dal quale fuoriesce la radiosonda, che sale verticalmente ad una velocità media di 5 m/s.

I dati misurati dalla radiosonda sono rappresentati su di un nomogramma aerologico di Herlofson

radiosondaggio osservato - stazione di S. PIETRO CAPOFiumE
 misura effettuata il 05-04-2009 alle ore 00 U.T.C.

lat: 44.65 lon: 11.6 alt: 10 m

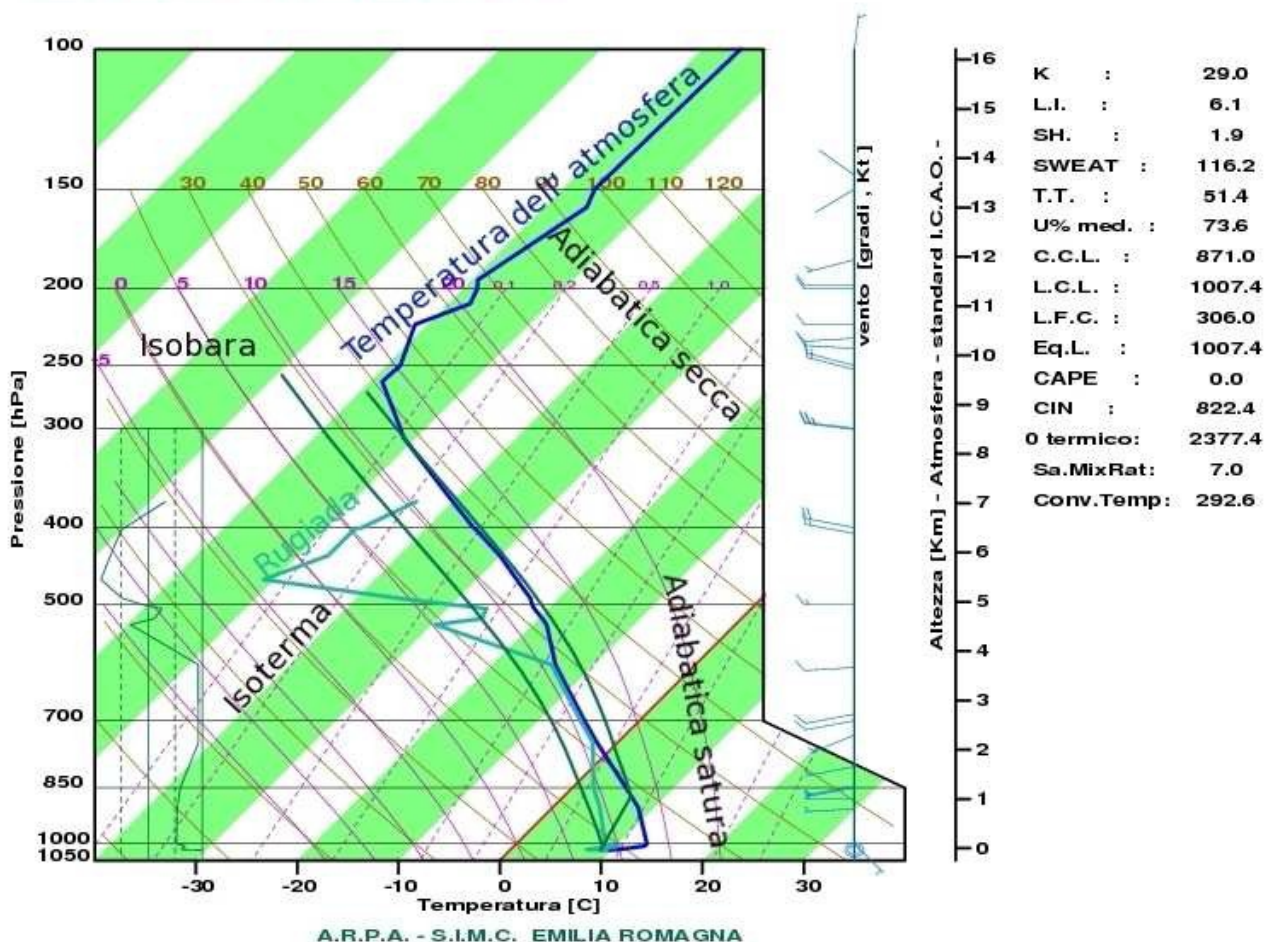


Figura 1 - nomogramma di herlofson

In ascissa è rappresentata la temperatura con asse lineare, in ordinata è rappresentato il logaritmo naturale della pressione inclinato di 45 gradi rispetto l'ascissa.

Il nomogramma di Herlofson è equivalente al diagramma di Clapeyron e le aree sono proporzionali all'energia. Le isobare sono rette orizzontali parallele all'asse delle ascisse colorate in nero.

Le isoterme sono rette inclinate di 45 gradi, tracciate a passi di 10 gradi sul diagramma con gli intervalli colorati alternativamente di bianco o di verde.

Le **adiabatiche secche** sono curve inclinate da sinistra verso destra a partire dal basso disegnate in marrone. Le **adiabatiche sature** sono curve inclinate da sinistra verso destra a partire dal basso disegnate in viola. Le **isoigrometriche**, sono curve tratteggiate inclinate da destra verso sinistra a partire dal basso, colorate in viola.

La pressione è riportata in ettopascal, la temperatura in celsius, il [rapporto di mescolanza](#), costante lungo le linee isoigrometriche è espresso in grammi di vapore per chilogrammo di aria secca.

Il profilo della temperatura misurato dalla radiosonda è tracciato in colore blu, utilizzando una linea più spessa delle altre, il profilo misurato della [temperatura di rugiada](#) è tracciato utilizzando una linea spessa di colore turchese.

Le linee nere rappresentano le linee di processo seguite dalle particelle che salgono dal suolo o per sollevamento forzato (linea più a sinistra) o per sollevamento convettivo (linea più a destra) . All'estrema sinistra, in un riquadro dal suolo al livello di 300 hPa è riportato l'andamento verticale dell'umidità relativa, da 0 % , a sinistra lungo l'asse delle ascisse, a 100 %, fine del riquadro, con le linee tratteggiate del 25 e del 75%. A destra del nomogramma è riportata [la misura del vento](#) lungo la verticale, utilizzando la convenzione grafica meteorologica. Si rappresenta la direzione di provenienza del vento e la velocità è espressa in nodi utilizzando mezze barbe, barbe e bandiere. Ulteriormente a destra è riportata l'altezza standard dell'[atmosfera I.C.A.O.](#) (Organizzazione Internazionale dell'Aviazione Civile) in funzione della pressione. Infine all'estrema destra si riportano una serie di grandezze di interesse termodinamico.

K	Indice K
L.I.	Lifted Index
SH	Indice di Showalter
S.W.E.A.T	Severe weather threat index
T.T.	Indice total-total
U% med	Umidità media dal suolo alla 500 hPa [%]
C.C.L.	Livello di condensazione convettiva [hPa]
L.C.L.	Livello di condensazione forzata [hPa]
L.C.F.	Livello di libera condensazione [hPa]
Eq.L	Livello di equilibrio
CAPE	Energia potenziale convettiva disponibile [J / Kg]
CIN	Energia di inibizione [J / Kg]
O term	Altezza dello zero termico [m]
Sa.MIxR	Rapporto di mescolanza medio dello strato prossimo al suolo [g/kg]
Con.Temp	Temperatura convettiva o temperatura di attivazione [°C]

Tabella 1 - grandezze significative e indici termodinamici

STABILITA' ATMOSFERICA : LIVELLI DI EQUILIBRIO

CCL : Convective Condensation Level - Livello di condensazione convettiva

In pratica è il livello della base delle nubi determinate dall'aria che sale dalla superficie del suolo (o dai primi 50 hPa o 500 metri) se la sua galleggiabilità (buoyancy) è positiva.

Calcolo del CCL : nota la temperatura di rugiada al suolo (o la temperatura di rugiada media dello strato prossimo al suolo) il CCL è il livello dell'intercetto tra l'isoigrometrica che parte dal suolo alla Temperatura di rugiada e la curva di stato della temperatura (la temperatura dell'ambiente misurata dalla radiosonda). Tipicamente le nuvole cumuliformi ad evoluzione diurna che si formano nel pomeriggio estivo spesso sono determinate dalle termiche che partono dal suolo fino a raggiungere il livello del CCL, se al suolo si raggiunge la temperatura convettiva (CT) di attivazione.

LFC Level of Free Convection – Livello di libera convezione

E' il primo livello che raggiunge una particella sollevata dalla superficie in cui la sua temperatura sia maggiore di quella dell'ambiente circostante. Ciò significa che da questo livello la particella possiede una galleggiabilità positiva ed è libera di salire senza necessità di energia aggiuntiva da parte dell'ambiente.

Il livello di libera convezione non sempre è presente sui sondaggi, specie nei casi di bassa umidità specifica dei bassi strati e di elevate temperature degli strati superiori. Il nome di libera convezione può trarre in inganno, perché in realtà questo livello si determina a partire dal sollevamento forzato, l'aggettivo di libera è determinato dal fatto che da quel punto la convezione è libera perché non occorre più fornire energia alle particelle che salgono. Il livello di libera convezione è il livello che divide l'area del CIN da quella del CAPE su di un nomogramma termodinamico dell'atmosfera.

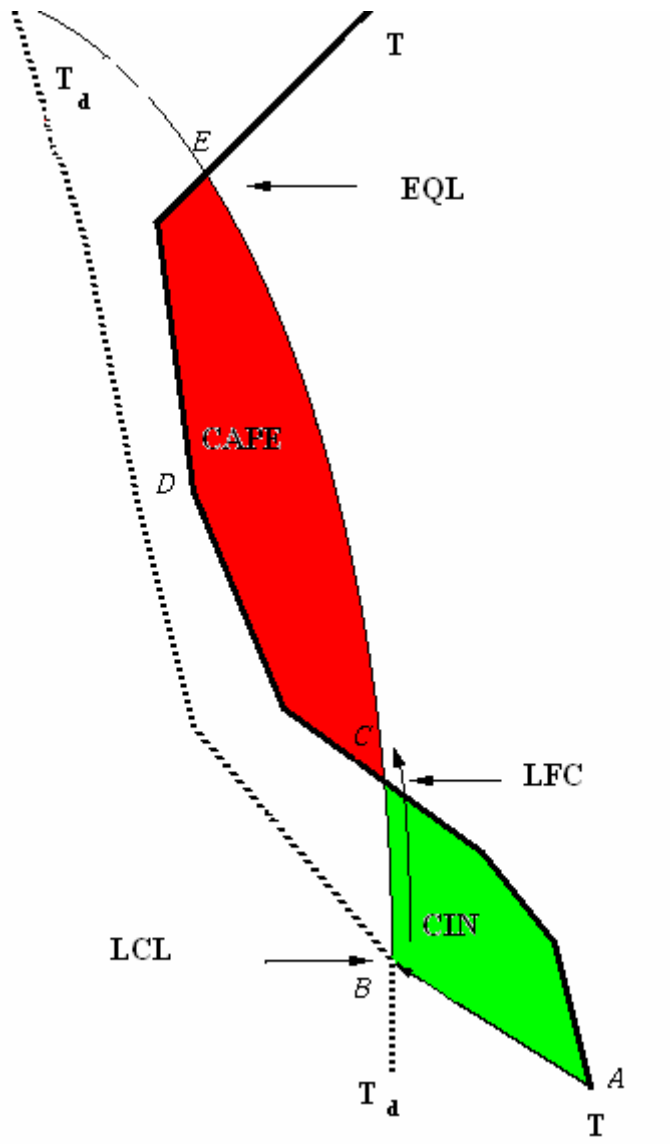


Figura 2 - Livello di libera convezione e livello di sollevamento forzato

La tabella seguente fornisce una stima dell'instabilità potenziale in funzione del livello di pressione dell'LFC secondo Sturvesant, 1994

Altezza LFC	Instabilità potenziale
600 hPa - 640 hPa	Debole
640 hPa - 745 hPa	Moderata
745 hPa - 850 hPa	Forte

LCL - Lifted Condensation Level - Livello di condensazione forzata

Il livello di condensazione forzata è in generale il livello di pressione che raggiunge una particella sollevata dal suo attuale livello di pressione fino a raggiungere la saturazione. In pratica il LCL che si raggiunge partendo dal suolo o dallo strato prossimo al suolo (primi 50 hPa) è di utilizzo pratico nella previsione di possibile attività cumuliforme. Il LCL rappresenta l'altezza delle base delle nubi che si determinano sollevando la massa d'aria presente al suolo (tipicamente nel caso di convergenza nei bassi strati)

CT : Temperatura Convettiva

La temperatura convettiva è la temperatura che si ottiene comprimendo adiabaticamente la temperatura presente al CCL fino a raggiungere il livello del suolo. La temperatura convettiva è la temperatura che deve raggiungere lo strato d'aria prossimo al suolo affinché possa raggiungere per ascensione adiabatica il livello di condensazione convettiva (CCL), senza forzanti dinamiche (convergenza nei bassi livelli).

Più è alto il CCL e maggiore sarà la temperatura convettiva. Se l'area di instabilità per libera condensazione convettiva è elevata potrebbero anche verificarsi temporali termo-convettivi, che sono in realtà molto rari alle nostre latitudini (temporali di massa d'aria).

CAPE : Energia potenziale convettiva disponibile

Il CAPE (Convective Available Potential Energy) rappresenta la quantità di energia di galleggiabilità disponibile per accelerare verticalmente una particella, o l'ammontare del lavoro esercitato dalla particella sull'ambiente circostante, se una particella d'aria è sollevata forzatamente dal suolo fino a raggiungere il livello di libera condensazione (LCF). Maggiore sarà il CAPE e maggiore sarà l'energia disponibile per la crescita delle celle temporalesche.

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

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

Il CAPE può esistere anche al disotto del LCF, 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 LCF, 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 sviluppate potranno estendersi in verticale fino a raggiungere il LFC e da lì potranno svilupparsi spontaneamente fino a raggiungere il livello di equilibrio (eql). Il risultato potrà essere una profonda convezione o semplicemente un temporale.

Sul diagramma termodinamico il CAPE è l'area positiva al disopra del LFC che si trova tra la curva di stato (a sinistra) e la linea di processo adiabatico saturo che parte dal LCF.

Esistono diverse definizioni di CAPE :

SBCAPE (surface based) basato sui dati della superficie, MLCAPE (mixed layer) basato su di un livello medio intorno al suolo.

NCAPE o CAPE normalizzato che si ottiene dividendo per lo spessore in metri dello strato instabile tra LFC e il livello di equilibrio.

MUCAPE (most unstable CAPE) he si ottiene calcolando il maggiore CAPE ottenibile a partire dai dati rilevati nei primi 300 hPa di atmosfera e utilizzando come temperatura di stato la temperatura virtuale anziché la temperatura di bubo asciutto.

Unità di misura MKS : [J / Kg]

La seguente tabella riporta valori statistici di instabilità potenziale legati al CAPE calcolato a partire dal LFC:

CAPE	Instabilità potenziale
0	Stabile
0-1000	Leggermente instabile
1000-2500	Moderatamente instabile
2500-3500	Molto instabile
3500 +	Estremamente instabile

CIN: Inibizione Convettiva

L'inibizione convettiva (o NBE -Negative Buoyant Energy) indica l'energia necessaria da fornire ad una particella d'aria prossima al suolo affinché questa raggiunga il livello di libera convezione. Rappresenta la galleggiabilità negativa che l'ambiente esercita sulle particelle d'aria. Nella maggior parte dei casi, quando esiste il CIN, questo si sviluppa dal suolo fino al livello di libera convezione (LFC). L'energia esercitata sulla particella è determinata dal fatto che questa è più densa dell'ambiente circostante, e ciò determina un'accelerazione verso il basso della particella. Lo strato compreso nel CIN è più freddo e più stabile dei livelli posti al di sopra o al di sotto di esso.

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

EQL: Livello di equilibrio (galleggiabilità neutrale)

In meteorologia il livello di equilibrio (EL) o livello di galleggiabilità neutro (LNB -level of neutral buoyancy) è l'altezza alla quale una particella in ascesa raggiunge una temperatura uguale a quella dell'ambiente circostante. A questo livello l'aria instabile diviene stabile e la convezione si arresta. Questo livello solitamente è vicino alla tropopausa e può segnalare l'altezza dell'incudine dei cumulonembi poiché è il punto dove si arresta l'up-draft, tranne che nel caso di overshooting top, che si verificano nel caso di cape molto elevati, allorché l'accelerazione delle termiche determina il superamento del livello di equilibrio e talvolta l'intrusione di aria troposferica nella stratosfera.

Il livello è definito a partire dal LFC (livello libera convezione), ed è il top del CAPE se questo esiste. Questo livello, dove esiste, è il top dell'area di instabilità, e solitamente è definito per moti verticali dovuti al sollevamento forzato.

Temperatura di rugiada

È la temperatura alla quale si deve portare una particella d'aria a pressione costante affinché il vapore in essa contenuto inizi a condensare. Se la

temperatura è al disopra dello zero si raggiunge il punto di rugiada, se la temperatura è al disotto dello zero si raggiunge il punto di brina.

Rapporto di mescolanza

Il rapporto di mescolanza è il rapporto tra la massa del vapore acqueo e la massa d'aria che lo contiene. Il rapporto di mescolanza è espresso come chilogrammi di vapore acqueo, m_w , su chilogrammi di aria secca, m_d :

$$MRi = \frac{m_w}{m_d}$$

INDICI DI INSTABILITA' ATMOSFERICA

Indice Total Total

Un valore dell'indice Total Total maggiore di 48 indica condizioni favorevoli per lo sviluppo di temporali intensi, un valore superiore a 55 indica condizioni favorevoli per lo sviluppo di trombe d'aria. Si noti che l'aumento dell'umidità specifica a 850 hPa, o la diminuzione delle temperature a 500 hPa rende l'atmosfera più instabile, e quindi più favorevole allo sviluppo di attività temporalesca. Aria secca sopra a aria calda ed umida è in condizioni di instabilità.

$$TT = VT + CT$$

dove VT è il termine Vertical Total, è un indice del gradiente verticale della temperatura nella media troposfera

$$VT = T_{850} - T_{500}$$

e CT, Cross Total

$$CT = D_{850} - T_{500}$$

Miller, R. C., 1972: Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. *Tech. Rept. 200(R)*, Headquarters, Air Weather Service, USAF, 190 pp.

Lifted-index

Il lifted-index è uno degli indici più utilizzati per valutare la probabilità dell'occursione di temporali. Con valori minori o uguali a -6 la probabilità di temporali è elevata. Questo accade perché in queste condizioni l'aria delle termiche ascensionali è molto più calda dell'ambiente circostante, e quindi possono accelerare rapidamente sviluppando violenti temporali. Valori inferiori a -9 rappresentano condizioni elevate di instabilità. Valori compresi tra 0 e -2 indicano scarsa probabilità di sviluppo di temporali. Invece i temporali di massa d'aria (fenomeni estremamente rari alle medie latitudini) possono verificarsi per valori leggermente positivi del lifted-index.

$$L = (T_L - T_{500}),$$

Dove T_{500} è la temperatura a 500 hPa e T_L è la temperatura che assume una particella partente dal suolo per sollevamento convettivo lungo l'adiabatica secca fino alla saturazione, e poi l'intercetto dell'adiabatica satura dalla PS fino al livello di 500 hPa.

Il lifted-index, così simile nella formula all'indice di Showalter, è in realtà molto differente, per fini operativi si utilizza come CT (temperatura convettiva) la massima prevista della giornata, e come rapporto di mescolanza il rapporto di mescolanza medio dei primi 900 metri di atmosfera.

Galway, J. G., 1956: The lifted index as a predictor of latent instability. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 528-529.

Indice K

L'indice di K è utilizzato soprattutto per la previsioni di massa d'aria, al crescere dell'indice di K aumentano le probabilità che si verifichino temporali di

massa d'aria. In pratica l'indice afferma che più l'aria dei bassi strati è calda ed umida e più l'aria dei medi strati troposferica è fredda e secca, e maggiore sarà l'instabilità atmosferica.

$$K = (T_{850} - T_{500}) + D_{850} - (T_{700} - D_{700}).$$

dove T = temperatura, con indice di livello di pressione, e D è la temperatura di rugiada, sempre con indice di livello di pressione.

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

George, J. J., 1960: Weather Forecasting for Aeronautics, Academic Press, 673 pp.

Indice di Showalter

L'indice di Showalter è una delle più semplici misure dell'instabilità locale dell'atmosfera. Valori positivi indicano che le particelle prossime al suolo sono più fredde dell'ambiente circostante e quindi che l'atmosfera è stabile. Solitamente non si verificano temporali se l'indice di Showalter è maggiore di 4.

$$S = (T_{500} - T_L),$$

dove T_L è la temperatura di una particella sollevata lungo l'adiabatica secca dal livello di 850 hPa fino alla saturazione, e successivamente sollevata lungo

satura fino al livello di 500 hPa

Showalter, A. K., 1947: A stability index for forecasting thunderstorms. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **34**, 250– 252.

Indice di SWEAT (o severe weather threat index)

Questo indice è utilizzato principalmente per la previsione di temporali molto intensi.

È definito come:

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

dove:

TT è il total index, (posto a 0 se minore di 49)

V sono le forze del vento in nodi ai livelli di pressione indicati dall'indice

L'ultimo termine è posto a zero se non si verificano le seguenti condizioni:

vento a 850 hPa compreso tra 130 e 250 gradi

vento a 500 hPa compreso tra 210 e 310 gradi

Entrambi i venti a 500 ed 850 hPa devono essere maggiori di 15 nodi

In particolare nessun termine della formula deve essere negativo

Si prevedono temporali intensi per valori dell'indice superiori a 300 e trombe d'aria per valori superiori a 400.

Miller, R. C., 1972: Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. Tech. Rept. 200(R), Headquarters, Air Weather Service, USAF, 190 pp.

DESCRIZIONE DELLE FAMIGLIE DELLE CURVE DEL NOMOGRAMMA

ISOIGROMETRICA

Le isoigrometriche sono linee lungo le quali il [rapporto di mescolanza](#) si mantiene costante. Se una particella che non è alla saturazione (la temperatura di rugiada è inferiore alla temperatura) viene sollevata, si proietta verso l'alto l'isoigrometrica che parte dalla sua temperatura di rugiada, all'intercetto con l'adiabatica secca che parte dalla temperatura che la particella possiede al livello iniziale la particella è satura, se continua a salire il vapore in essa contenuto inizia a condensare, ed il rapporto di mescolanza non è più costante.

ADIABATICA SECCA

Le adiabatiche secche sono linee di processo lungo le quali è si mantiene costante la temperatura potenziale, rappresenta il raffreddamento (o il riscaldamento) di una particella per espansione (o compressione) adiabatica, ossia senza scambio di calore e di materia con l'ambiente circostante.

ADIABATICA SATURA

Le adiabatiche sature sono linee di processo lungo le quali si mantiene costante la temperatura equivalente potenziale.

ATMOSFERA STANDARD I.C.A.O.
















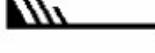
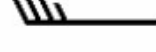
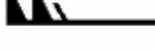
Gradiente verticale di $6.5 \text{ }^\circ\text{C}$ ogni 1000 metri dalla 1013 hPa, definita come altezza zero, fino a 11 chilometri di altezza, dove la temperatura assume il valore di $-56.5 \text{ }^\circ\text{C}$, in seguito isoterma.

RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA DEL VENTO

In meteorologia la direzione del vento è sempre quella di provenienza, in figura 3 si riporta la rappresentazione cartografica dell'intensità del vento espressa in

nodi, la direzione di provenienza dell'esempio è di 270 gradi, ossia vento da ovest.

Direzione da nord	360 °
Direzione da nord-est	45 °
Direzione da est	90 °
Direzione da sud-est	135 °
Direzione da sud	180 °
Direzione da sud-ovest	225 °
Direzione da ovest	270 °
Direzione da nord-ovest	315 °

SIMBOLO	intensità nodi	SIMBOLO	intensità nodi
	Calma		38-42
	1-2		43-47
	3-7		48-52
	8-12		53-57
	13-17		58-62
	18-22		63-67
	23-27		68-72
	28-32		73-77
	33-37		103-107