



CORSO DI FONDAMENTI DI METEOROLOGIA E CLIMATOLOGIA:
Lettura di modelli meteorologici

Alberto Appoloni Vittorio Bignami Nicolò Venturelli

Università di Trento - Corso di laurea in Fisica

8 aprile 2025

Indice

1	Introduzione	3
2	Scala sinottica	3
2.1	Analisi dei campi di pressione	3
2.2	Caratterizzazione del vento a diverse quote	4
2.2.1	Venti geostrofici	4
2.2.2	venti al suolo	7
2.2.3	Correnti a getto	9
2.3	Individuazione dei fronti	11
2.4	Analisi dei profili verticali	15
2.5	Individuazione delle aree con potenziale convettivo	16
2.5.1	Punto A	18
2.5.2	Punto B	19
2.5.3	Punto C	20
3	Mesoscala	21
3.1	Altimetria	21
3.2	Venti	22
3.3	Radiazione	23
3.4	Copertura nuvolosa	24
3.5	Temperatura	25
3.6	Precipitazioni	26
3.7	Umidità relativa	29
3.8	Possibilità di convezione	30
3.9	Profili verticali	31
3.9.1	Punto 1	32
3.9.2	Punto 2	33
4	Bibliografia e sitografia	34

1 Introduzione

Con questa relazione, intendiamo analizzare le previsioni meteorologiche fornite per la data 16/10/2015 dal modello GFS della NOAA.

Verrà prima effettuata un'analisi a scala sinottica, osservando ciò che accade nella regione occidentale dell'Europa e sull'Atlantico del nord mentre in un secondo momento ci si focalizzerà su ciò che accade alla mesoscala, osservando i fenomeni che riguardano l'Italia settentrionale. Per leggere l'output del modello abbiamo usato due software: xyGrib, per la scala sinottica, e, per la mesoscala, anche Panopoly.

2 Scala sinottica

2.1 Analisi dei campi di pressione

Si analizzano ora le isobare al livello del mare; di seguito vengono riportate due mappe della situazione rispettivamente alle ore 6 e alle ore 18 del giorno preso in esame, prendendo in considerazione isobare a distanza di 3hPa. È di fondamentale importanza, al fine di un'indagine dettagliata su scala sinottica della situazione meteorologica, individuare i centri di alta e di bassa pressione. Associata ai centri di alta pressione infatti vi è presenza di cielo sereno e scarsa precipitazione, ai centri di bassa pressione invece è associata la presenza di fronti (di cui parleremo in seguito) e perturbazioni. Il software utilizzato è in grado di individuare e segnalare alcuni dei centri di alta e bassa pressione con le lettere rispettivamente *H* ed *L*, altri invece sono stati individuati e aggiunti manualmente sulle immagini. Per individuare i minimi e i massimi di pressione è utile, oltre che guardare l'andamento delle isobare anche studiare le frecce del vento (che per semplicità di lettura non vengono riportate). Alle medie latitudinali dell'emisfero boreale infatti, i venti girano in direzione antioraria attorno ai cicloni, oraria intorno agli anticicloni. Nei casi di circolazione ambigua attorno a minimi e massimi non troppo accentuati abbiamo preferito omettere i simboli *L* e *H*.

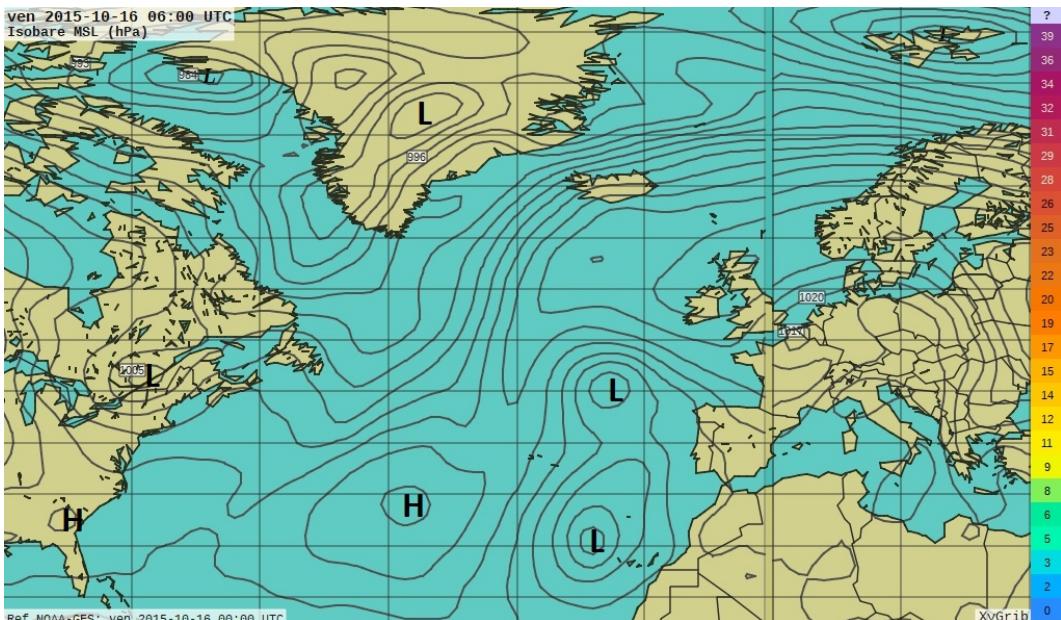


Figura 1: isobare a livello del mare con centri di alta (*H*) e bassa (*L*) pressione, 16/10/2015 ore 6:00 UTC

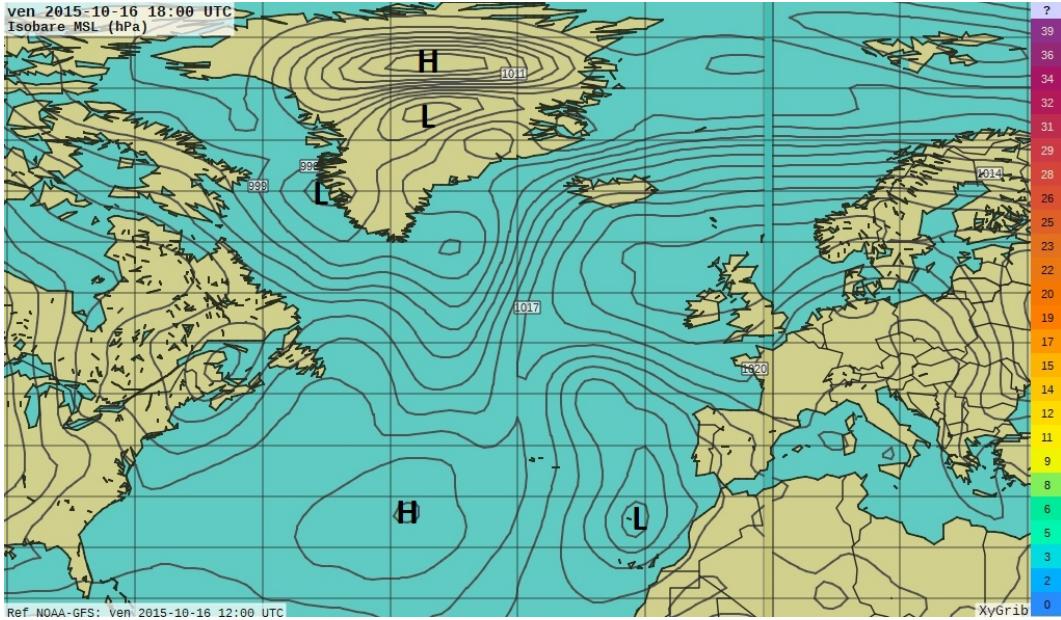


Figura 2: isobare a livello del mare con centri di alta (*H*) e bassa (*L*) pressione, 16/10/2015 ore 18:00 UTC

Individuiamo dalle due figure soprastanti i due centri di alta e bassa pressione semipermanenti; l'anticiclone delle Azzorre situato in pieno oceano atlantico alle latitudini delle isole Azzorre (ma più a ovest), e la depressione d'Islanda, anch'essa più a ovest dell'Islanda e situata sulla parte meridionale della Groenlandia. Questi due centri sono molto importanti da studiare perché contribuiscono a determinare la direzione e l'intensità dei venti occidentali che interessano principalmente l'Europa e influenzano le condizioni atmosferiche. Si utilizza per semplicità l'indice NAO (North Atlantic Oscillation) che esprime lo scarto tra il valore misurato e il valore medio della differenza di pressione tra i due centri. Ad un NAO più alto sono associate estati più fresche e inverni più miti in Europa centrale, con minori perturbazioni in area mediterranea. Invece, ad un NAO più basso, corrispondono maggiori perturbazioni in Europa meridionale e Africa Settentrionale e temperature più estreme in Europa centrale. Consultando il sito del NOAA, si registra ad ottobre 2015 un valore medio del NAO che si attesta a $+0.41\text{hPa}$. Ci aspetteremmo quindi un vento proveniente da ovest verso il centro-nord Europa e poche precipitazioni nella zona mediterranea. Inoltre è interessante osservare anche la presenza di centri non permanenti e la loro variabilità nell'arco della giornata: vi è la persistenza di un centro di bassa pressione a ovest di Spagna e Marocco e la formazione di un centro di alta pressione a nord della Groenlandia. Segnaliamo anche la presenza, alle 06:00, di un minimo locale di pressione sulla Pianura Padana. Nel corso della giornata, andrà a scomparire e sebbene non risulti molto interessante alla scala sinottica, lo sarà invece per la caratterizzazione dei venti quando ci focalizzeremo sulla mesoscala.

2.2 Caratterizzazione del vento a diverse quote

2.2.1 Venti geostrofici

Come accennato in precedenza la direzione del vento è strettamente correlata al campo di pressione, infatti, a partire dalle equazioni di Navier Stokes, facendo opportune approssimazioni

si può dimostrare che alle medie latitudini su scala sinottica la velocità del vento segue la legge:

$$\vec{u} = \hat{k} \times \frac{1}{\rho f} \vec{\nabla} p \quad (1)$$

con \hat{k} versore radiale (normale al suolo), f parametro di Coriolis il cui segno e valore dipendono da latitudine e velocità angolare terrestre, ρ densità dell'aria e p pressione. Da questa formula si può notare come il vento debba essere ortogonale al gradiente della pressione e perciò parallelo alle linee isobare. Il verso invece, poiché f nell'emisfero nord è positivo, deve essere antiorario attorno ai centri di bassa pressione e orario attorno ai centri di alta pressione. Le mappe seguenti mostrano l'intensità e la direzione del vento ad una altezza geopotenziale di 850hpa accoppiate con le isobare a livello del mare.

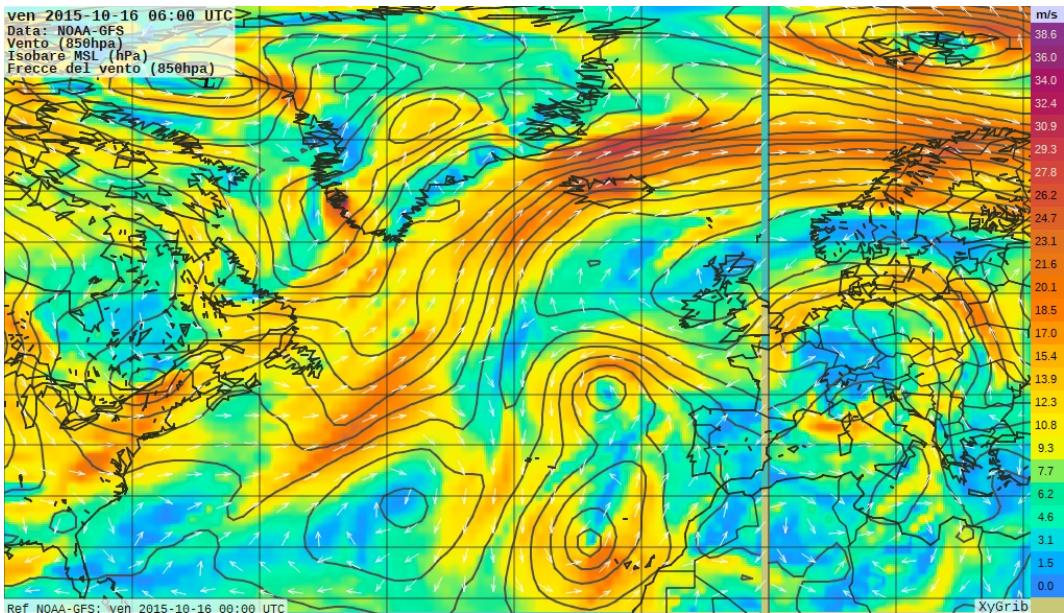


Figura 3: isobare a livello del mare e venti con direzione e intensità all'altezza geopotenziale di 850hPa, 16/10/2015 ore 6:00 UTC

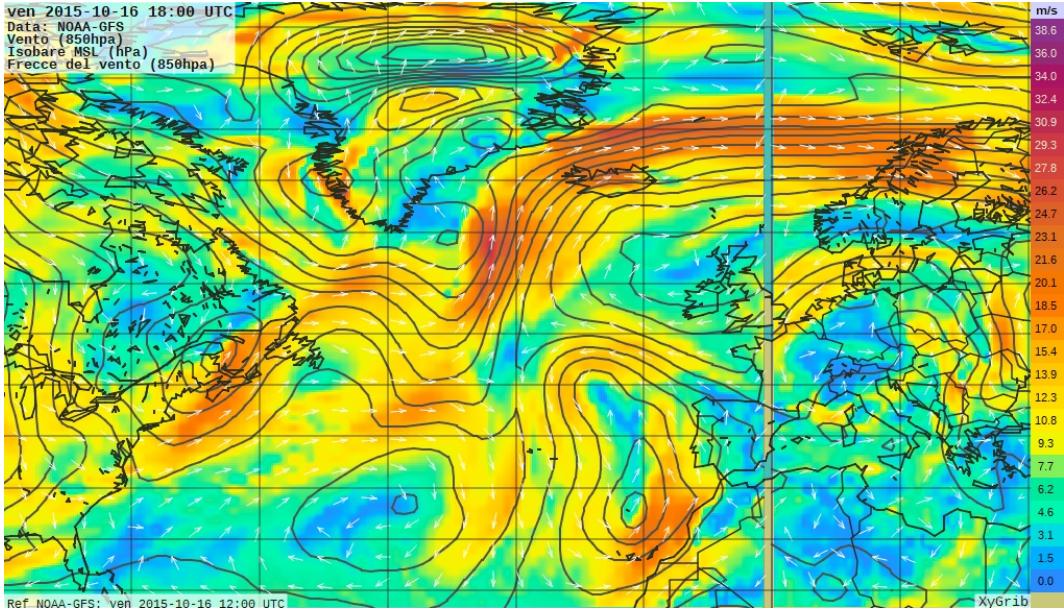


Figura 4: isobare a livello del mare e venti con direzione e intensità all'altezza geopotenziale di 850hPa, 16/10/2015 ore 18:00 UTC

Dalle figure si può notare che il vento segue le isobare come atteso, con lo stesso verso di rotazione previsto attorno ai centri di alta e bassa pressione. Si può anche notare che laddove il gradiente di pressione è più pronunciato, i venti sono più intensi, sempre in accordo con la formula 1. Da notare anche la presenza di una corrente di vento intenso proveniente da ovest verso l'Europa settentrionale in parziale accordo con quanto detto precedentemente sull'indice NOA. Va comunque sottolineato che la formula 1, rappresenta una approssimazione, che non tiene conto di molti fattori tra i quali la viscosità dell'aria e l'attrito con il suolo, che però all'altezza di 850hpa sono poco influenti e trascurabili. Diventano però rilevanti a livello del suolo.

2.2.2 venti al suolo

Riportiamo ora le mappe dei venti a 10 metri dal suolo con intensità e direzione.

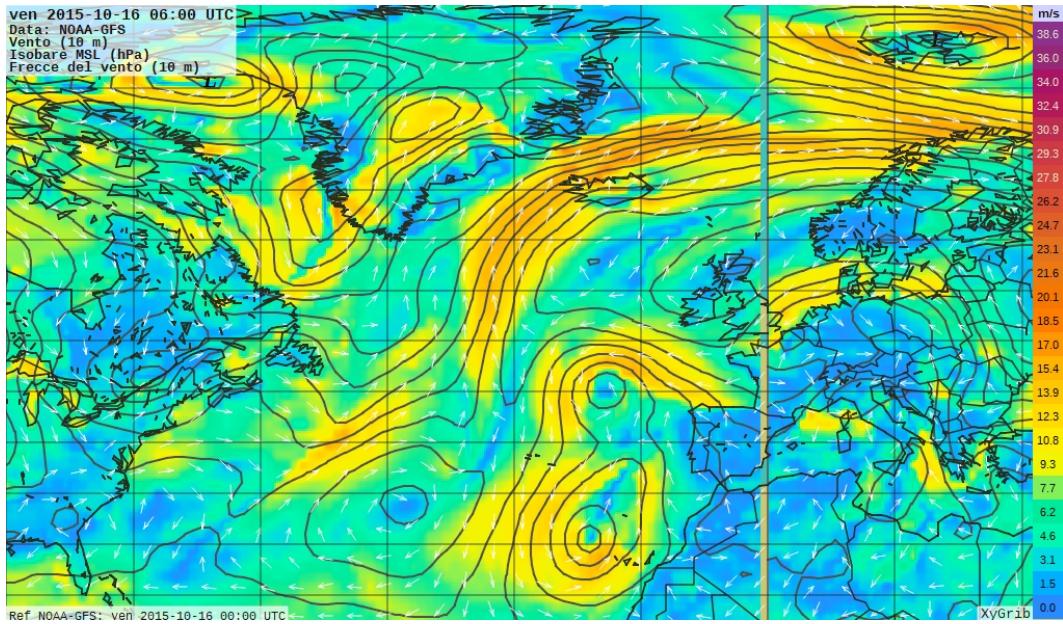


Figura 5: isobare a livello del mare a distanza di 3hPa e venti con direzione e intensità a 10 metri dal suolo, 16/10/2015 ore 6:00 UTC

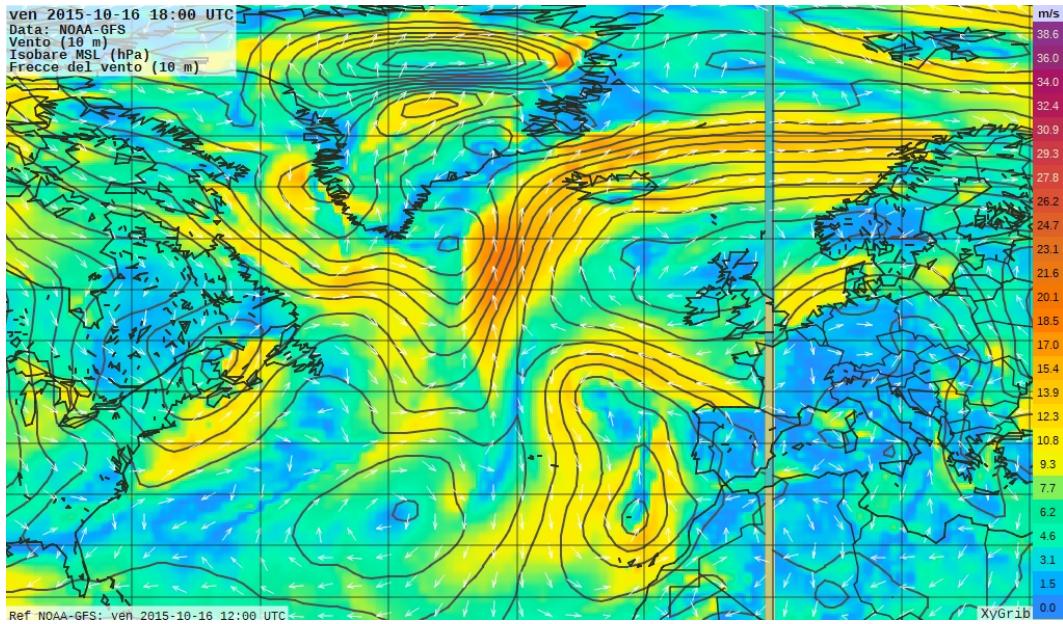


Figura 6: isobare a livello del mare a distanza di 3hPa e venti con direzione e intensità a 10 metri dal suolo, 16/10/2015 ore 18:00 UTC

Si nota come innanzitutto, a causa delle forze di attrito tra aria e suolo, il modulo della velocità del vento sia mediamente minore al suolo rispetto alla quota di 850hpa, la direzione e distribuzione dei venti però risultano essere molto simili alle due mappe precedenti. Si può però notare che dal punto di vista teorico, le forze di attrito viscoso aria-aria e aria-suolo

contribuiscono a sottrarre energia cinetica al sistema facendo deviare le frecce del vento verso l'interno nel caso dei centri di bassa pressione e verso l'esterno nel caso di centri di alta pressione. Per vedere ciò è utile confrontare le immagini dei campi di direzione del vento al livello del suolo e a 850hPa attorno ad un centro di alta o bassa pressione. In questo caso prendiamo in esame l'anticiclone delle Azzorre alle ore 18:00

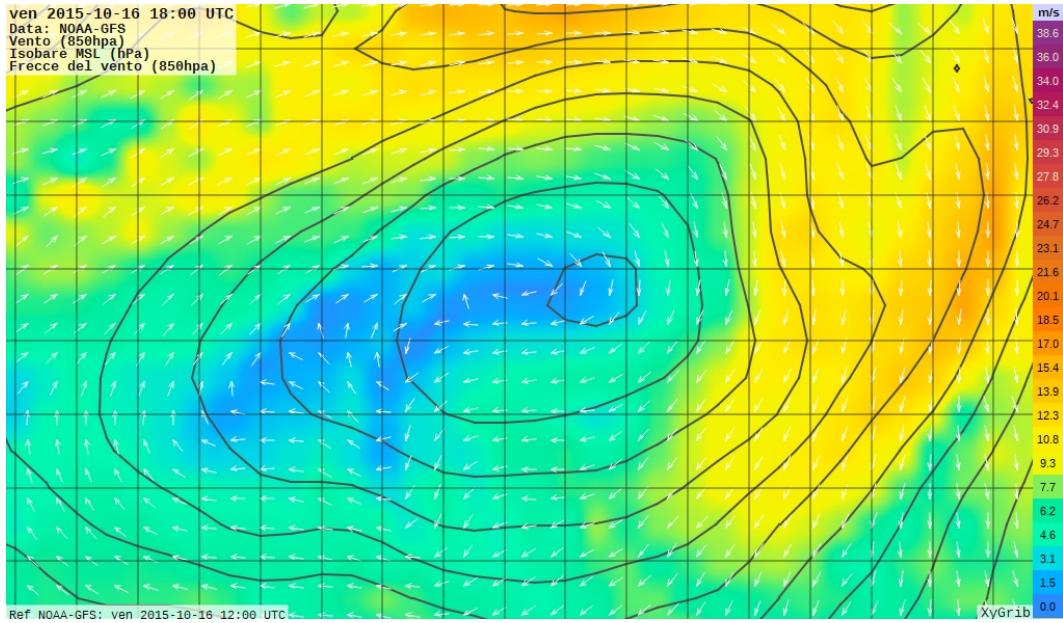


Figura 7: zoom sull'anticiclone delle Azzorre con isobare a livello del mare e venti con direzione e intensità all'altezza geopotenziale di 850hPa, 16/10/2015 ore 18:00 UTC

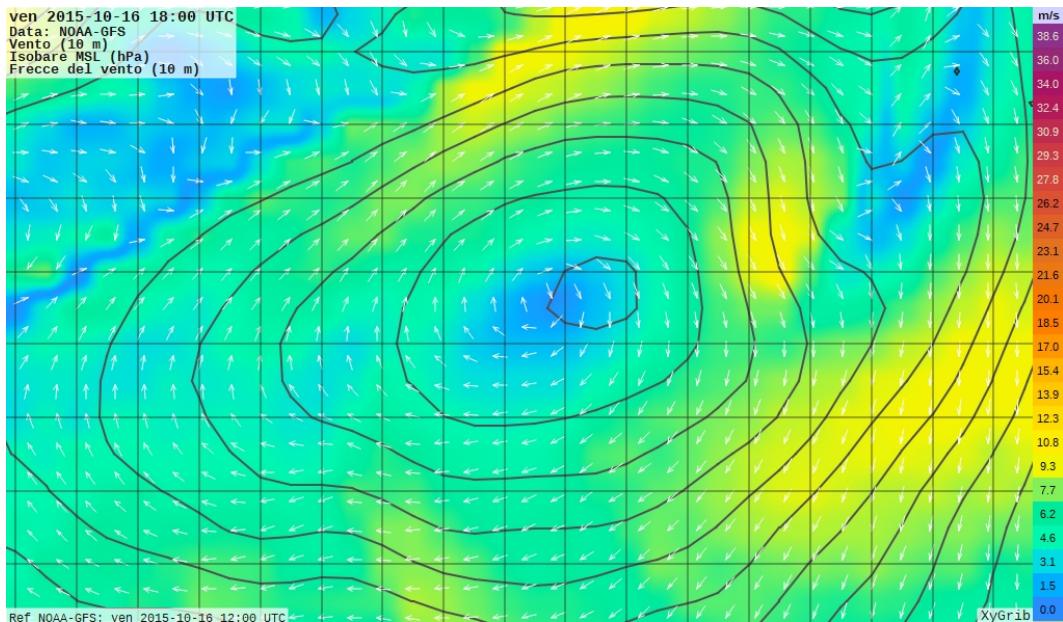


Figura 8: zoom sull'anticiclone delle Azzorre con isobare a livello del mare e venti con direzione e intensità a 10 metri dal suolo, 16/10/2015 ore 18:00 UTC

Come si può lievemente notare, se a 850hPa le frecce del vento sono quasi parallele alle isobare, a livello del suolo deviano di più verso l'esterno, indice di maggiori effetti di resistenza

non trascurabili. Questo fenomeno genera un richiamo di aria dai medi alti strati verso l'occhio dell'anticiclone, dando origine al fenomeno detto di subsidenza, che è associato al bel tempo e al cielo sereno. Nel caso invece di centri di bassa pressione si osserva convergenza di masse d'aria verso l'occhio del ciclone con conseguente sollevamento delle stesse e formazione di nubi.

2.2.3 Correnti a getto

Per completare il discorso sui venti, veniamo ora a parlare delle correnti alle alte quote, a circa 10 km dal suolo, quota che corrisponde all'incirca allo spessore della troposfera, unica zona dell'atmosfera di nostro interesse in quanto in essa ha luogo la stragrande maggioranza dei fenomeni meteorologici.

I venti alle alte quote, a differenza di quelli alle altitudini medie e basse, sono debolmente influenzati dalla pressione al suolo, seguono invece il posizionamento delle celle convettive del nostro pianeta. Nella troposfera infatti possono essere individuate tre importanti celle convettive, la cella di Hadley, di Ferrel e la cella polare, zone all'interno delle quali sono presenti dei moti convettivi, e quindi un parziale ricircolo di masse d'aria. Poiché lo scambio termico tra celle è minore di quello che avviene all'interno di una singola cella, in prossimità del confine tra due celle vi sarà un importante gradiente termico associato ad un gradiente di pressione in quota, che sempre per la legge 1 alle medie latitudini porterà alla formazione di venti che soffiano da ovest verso est. Le due correnti a getto importanti sono la corrente polare e quella subtropicale, situate approssimativamente ad una quota geopotenziale di $200/300\text{hPa}$ ai confini con la stratosfera. È importante sottolineare che le celle convettive sono ben lungi da essere strutture stabili e ben definite, sono da considerarsi invece come un'approssimazione di una realtà ben più complessa e caotica. Lo studio delle correnti a getto ci è utile proprio per individuare, grazie alla loro stretta correlazione con il gradiente di temperatura, le celle convettive e i loro confini e ci permette di studiare lo spostamento di masse d'aria di temperature diverse. Si rappresentano in figura due mappe delle correnti a getto alle ore 18:00 UTC con le isoterme, alle due quote di 200hPa e 300hPa .

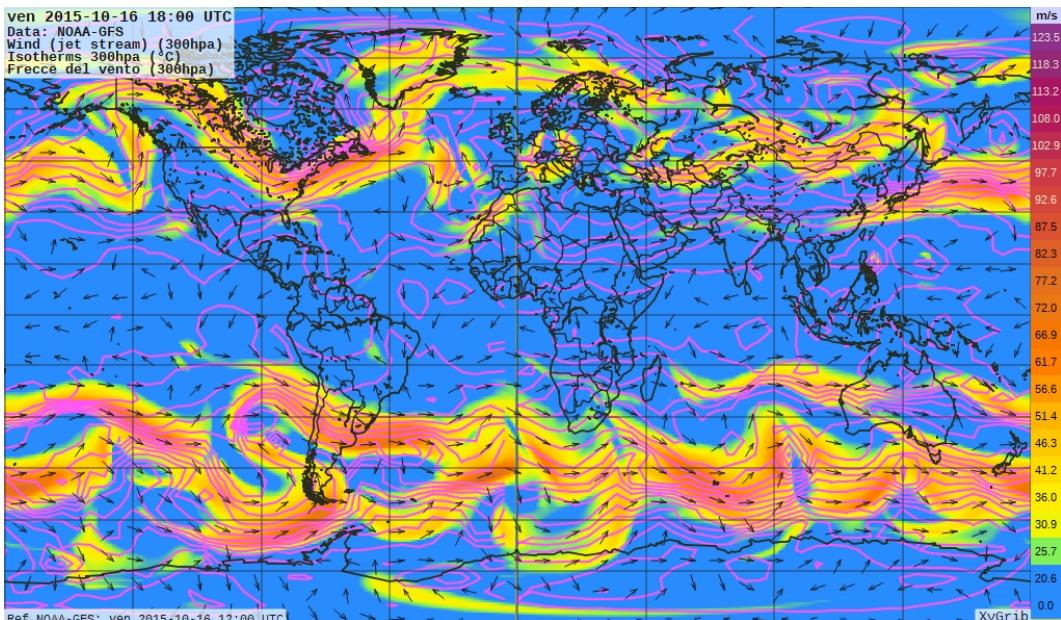


Figura 9: correnti a getto ad un'altezza geopotenziale di 300hPa . In rosa, le isoterme con spaziatura di 2°C , 16/10/2015 18:00 UTC

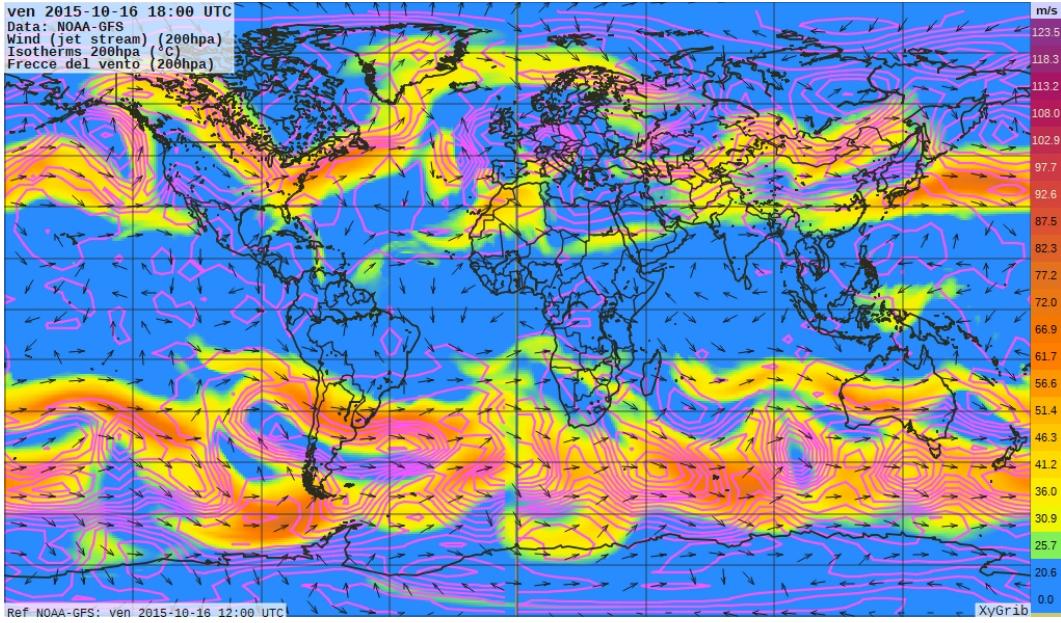


Figura 10: correnti a getto ad un'altezza geopotenziale di 200hPa. In rosa, le isoterme con spaziatura di 2°C , 16/10/2015 18:00 UTC

Dalle due figure, si può notare come ad un'altezza geopotenziale di 300hPa è possibile vedere la corrente a getto polare ma non molto bene quella subtropicale. Ad una quota più elevata invece, si rende visibile anche parzialmente la corrente subtropicale. Questo è dovuto al fatto che le correnti a getto si trovano al confine della troposfera, che a causa di effetti di forza centrifuga e di espansione termica è più spessa all'equatore e più sottile ai poli. Si nota inoltre che la corrente a getto è molto più forte rispetto ai venti al suolo perché la resistenza con la superficie è trascurabile e la densità dell'aria molto minore. Si nota inoltre, come anticipato prima, che le correnti a getto si trovano in zone dove le isoterme sono più fitte, ovvero dove il gradiente termico è più importante. Come anticipato prima, lo studio delle correnti a getto permette di individuare il confine tra masse d'aria con temperatura diversa, responsabili della formazione di centri di bassa e alta pressione. Dalle due figure si può notare come le correnti a getto diano luogo a delle cosiddette saccature e dei promontori. Guardando all'emisfero nord, vi è una saccatura quando c'è uno sconfinamento di una massa d'aria più fredda verso sud, al contrario si parlerà di promontorio quando c'è uno sconfinamento di aria più calda verso nord. Guardando le due figure in questione si può notare come vi sia per esempio una saccatura sulla zona del nord America. Ci aspettiamo quindi in quella zona la formazione di centri di bassa pressione. Riportiamo di seguito uno zoom delle correnti a getto sull'atlantico.

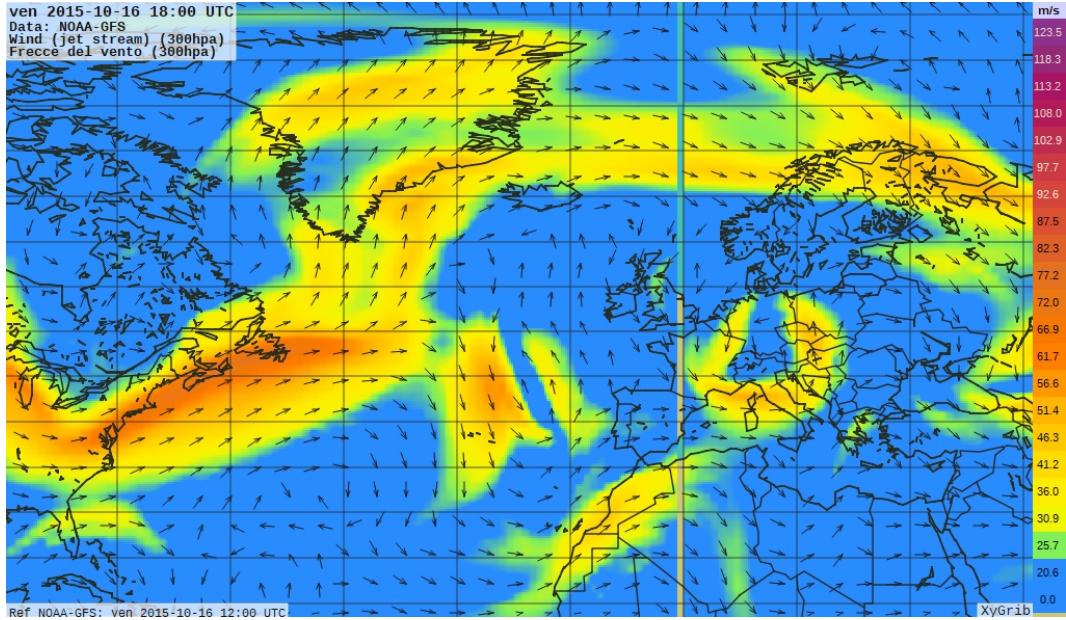


Figura 11: zoom sull'Atlantico delle correnti a getto ad un'altezza geopotenziale di 300hPa.
16/10/2015 18:00 UTC

Individuare la posizione delle correnti a getto è molto importante anche in aviazione, perché può permettere un notevole risparmio di carburante e di tempo di percorrenza nei viaggi intercontinentali.

2.3 Individuazione dei fronti

Di fondamentale importanza per lo studio delle precipitazioni e delle condizioni meteorologiche è l'individuazione dei fronti. I fronti rappresentano delle linee immaginarie che segnano il confine tra masse d'aria di temperatura diversa in movimento. I fronti si distinguono in diverse tipologie, tra le quali le più importanti alle medie latitudini sono il fronte freddo, fronte caldo e fronte occluso. Quando una massa d'aria fredda si sposta verso una regione con aria più calda allora il fronte si dice freddo, al contrario quando è una regione più calda a muoversi, si parlerà di fronte caldo. Un fronte occluso è invece il risultato dell'unione di un fronte freddo con un fronte caldo ed è costituito da una regione di aria calda racchiusa tra due regioni più fredde. È importante sottolineare che i termini caldo e freddo sono usati in senso relativo e non fanno riferimento ad una scala di temperature. In tutti i casi di presenza di fronti, si ha sollevamento di aria più calda sopra uno strato di aria fredda, con conseguente condensazione e formazione di nubi e precipitazioni. I fronti si formano in genere in corrispondenza dei centri di bassa pressione, è utile quindi studiare le mappe di temperatura con le isobare e le direzioni del vento per individuare tali fronti e ipotizzare delle regioni con possibile precipitazione. È utile guardare la temperatura ad una quota geopotenziale di 850hPa per diminuire gli effetti degli scambi termici con la superficie terrestre. Di seguito le mappe della situazione meteorologica del 16/10/2015 alle ore 6:00 e alle 18:00 UTC

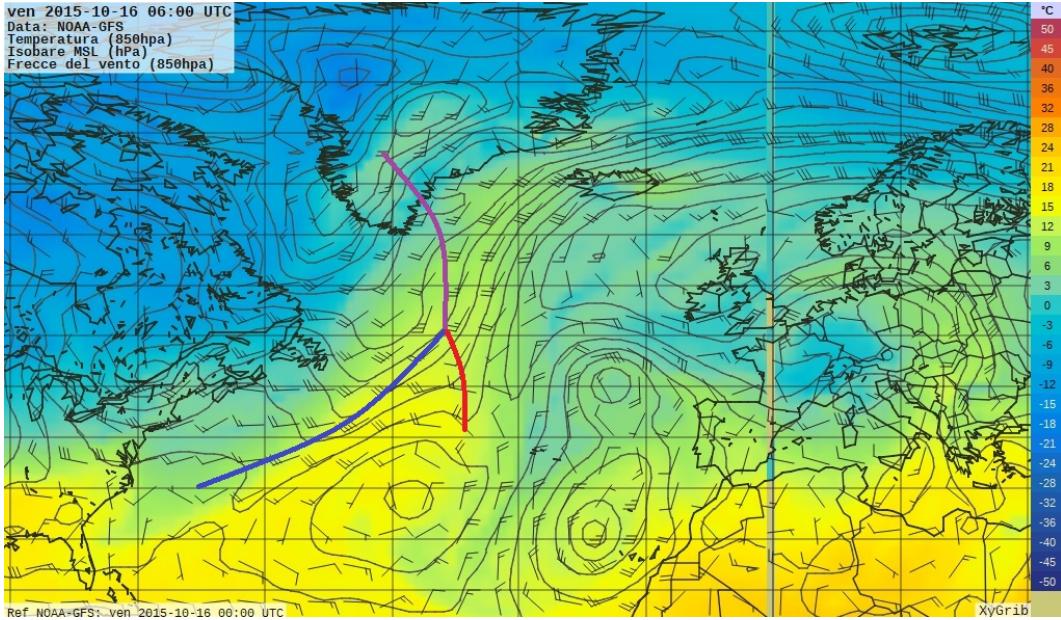


Figura 12: individuazione dei fronti nella regione atlantica, isobare con spaziatura di 3hPa, temperatura, direzione del vento e intensità a 850hpa, 16/10/2015 6:00 UTC

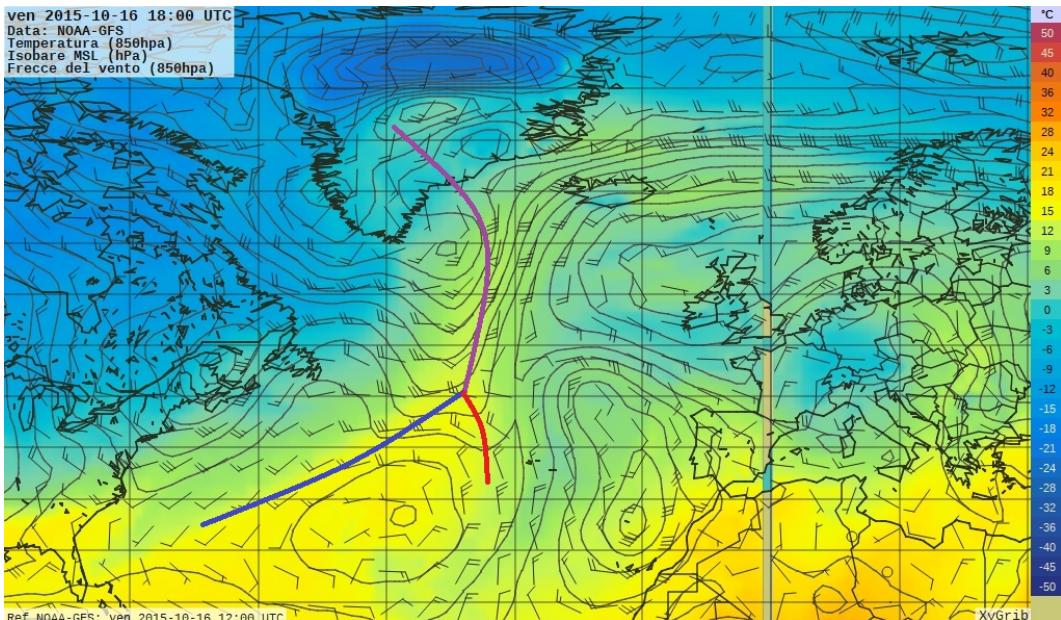


Figura 13: individuazione dei fronti nella regione atlantica, isobare con spaziatura di 3hPa, temperatura, direzione del vento e intensità a 850hpa, 16/10/2015 18:00 UTC

La situazione descritta da queste immagini è una tipica situazione che si verifica in presenza di cicloni alle medie latitudini. In questo caso vi è la chiara presenza di un fronte freddo al largo del Nord America che si sta muovendo verso Est e che abbiamo segnalato in blu. Al centro-sud dell'Atlantico è presente una regione più calda associata anche alla presenza dell'anticiclone delle Azzorre e più a est ancora a largo di Europa e nord Africa invece una regione più fredda caratterizzata dalla presenza di una zona di bassa pressione. Individuiamo un fronte caldo tra queste due regioni con una linea rossa. Osserviamo che fronte caldo e fronte

freddo confluiscano in un unico punto che si trova in prossimità della depressione di Islanda. Siccome i fronti si originano tipicamente dal centro dei cicloni ed è presente anche una piccola regione a temperatura leggermente più alta sulla Groenlandia, ipotizziamo anche la presenza di un fronte occluso che parte dal minimo di pressione. Questa è una tipica situazione in cui fronte freddo e fronte caldo ruotano in senso antiorario attorno al centro di bassa pressione, ma essendo il fronte freddo più veloce di quello caldo, raggiunge quest'ultimo a partire dal centro formando il cosiddetto fronte occluso che si espande progressivamente. In questa situazione, ci aspettiamo precipitazioni intense e localizzate lungo il fronte freddo, fenomeni molto intensi dalla depressione di Islanda lungo il fronte occluso e fenomeni più sporadici e di più lieve entità sul fronte caldo. Ci aspettiamo anche precipitazioni in prossimità del ciclone al largo del Marocco, e cielo sereno sull'anticiclone delle Azzorre. Il software a disposizione ci permette di visualizzare anche le mappe delle precipitazioni che mostriamo qui di seguito.

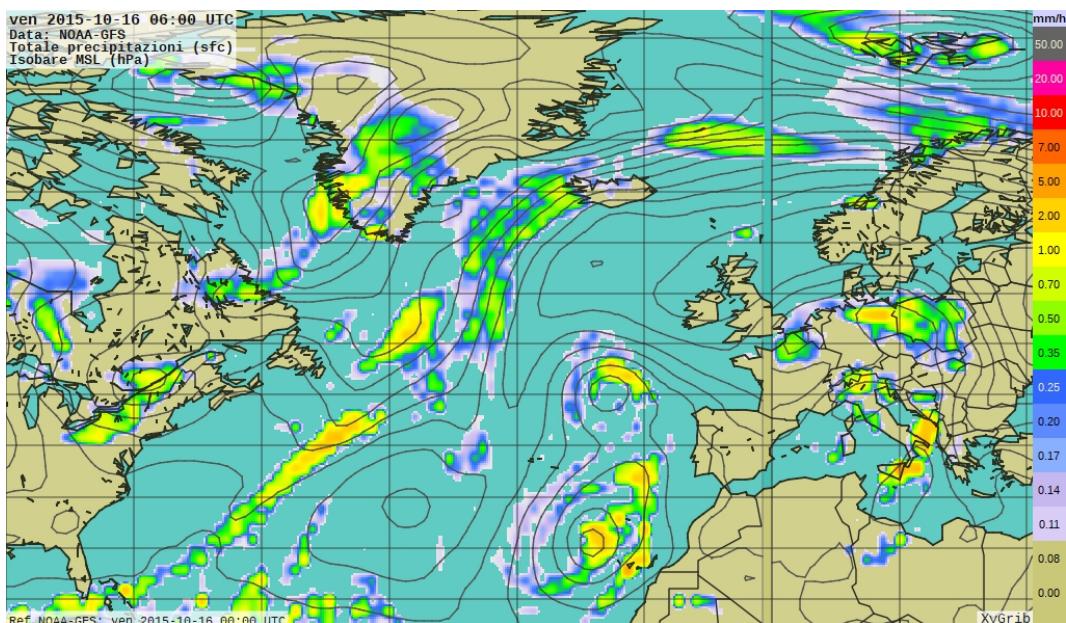


Figura 14: mappa delle precipitazioni, isobare con spaziatura di 3hPa, 16/10/2015 6:00 UTC

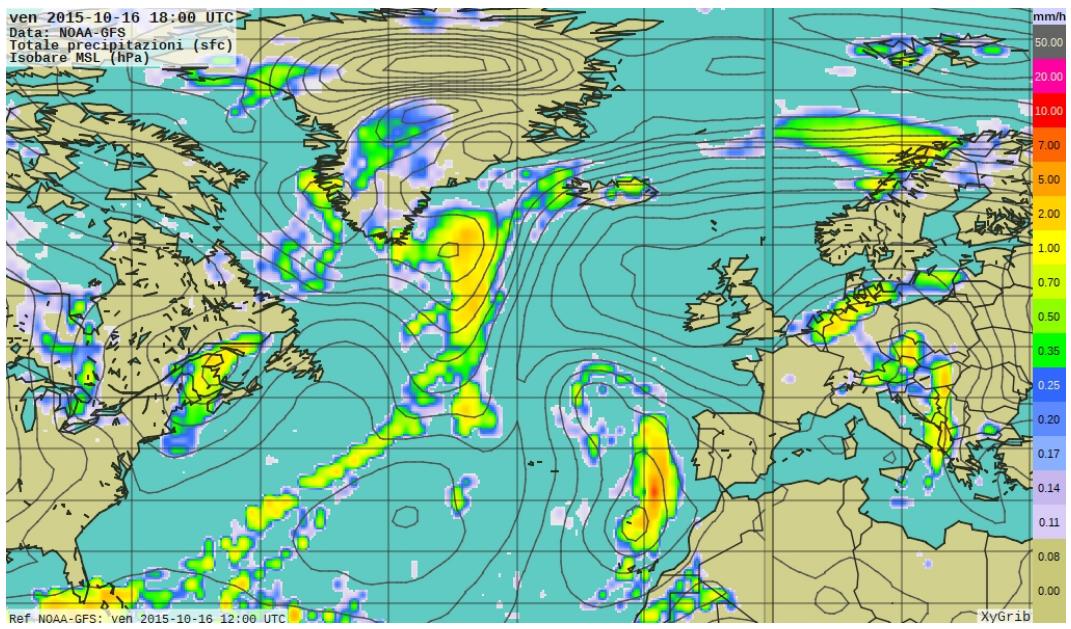


Figura 15: mappa delle precipitazioni, isobare con spaziatura di 3hPa, 16/10/2015 18:00 UTC

Come possiamo vedere dalle due mappe, le precipitazioni sono in buon accordo con quanto ipotizzato precedentemente, con la tipica forma a J delle precipitazioni che partono dal ciclone e proseguono lungo il fronte occluso e quello freddo.

2.4 Analisi dei profili verticali

Il software è in grado anche di calcolare degli pseudo-radiosondaggi, per prevedere la struttura verticale dell'atmosfera sopra un determinato punto e mostra l'output in un grafico detto "nomogramma di Herloffson". Proprio perché si tratta di previsioni teoriche però viene aggiunto il prefisso "pseudo": nel concreto infatti avere misure empiriche in ogni punto del globo è impossibile, dato che, in totale, le stazioni che lanciano radiosonde sono poco più di un migliaio. Tuttavia, dai dati che raccolgono, si possono ipotizzare, mediante interpolazione, quelli che dovrebbero essere i profili verticali in uno specifico punto.

Studiare gli pseudo-radiosondaggi è molto interessante per valutare la stabilità atmosferica e, di conseguenza, capire se si possono verificare fenomeni convettivi. Due parametri utili per valutare queste eventualità sono il CAPE e il CIN.

Il primo è l'abbreviazione di "convective available potential energy" ed è così definito:

$$CAPE = \int_{z_{LFC}}^{z_{EQ}} g \left(\frac{T_{v,part} - T_{v,amb}}{T_{v,amb}} \right) dz \quad (2)$$

Dove g è l'accelerazione di gravità, $T_{v,part}$ è la temperatura virtuale della particella, $T_{v,amb}$ quella dell'ambiente, z_{LFC} la quota del livello di convezione libera e z_{EQ} la quota del punto di equilibrio (oltre la quale l'atmosfera torna ad essere stabile). Per come il CAPE è definito, è rappresentato graficamente nel nomogramma di Herloffson dalla regione compresa fra: l'adiabatica satura seguita dalla particella d'aria, la traiettoria del radiosondaggio, l'LFC e il punto di equilibrio. Come suggerisce il nome ha un ruolo simile a quello di un'energia potenziale per unità di massa: maggiore è la distanza fra la temperatura dell'ambiente e quella della particella, maggiore è l'instabilità atmosferica ed è per questo che assume il ruolo di "potenziale convettivo". In base al valore che il parametro assume, l'atmosfera è classificata convenzionalmente nel seguente modo:

CAPE [J/kg]	condizione atmosferica
0	stabile
0-1000	leggermente instabile
1000-2500	moderatamente instabile
2500-3500	molto instabile
>3500	estremamente instabile

Infine, il CAPE è utile anche per calcolare la velocità della corrente ascensionale all'interno della nube convettiva tramite la formula: $w_{max} = \sqrt{2 \cdot CAPE}$.

L'altro parametro interessante è il CIN, acronimo di "convective inhibition". Indica quanta energia per chilogrammo serve per sollevare una particella d'aria dal suolo al LFC e quindi quanta energia è necessaria per innescare la convezione libera. La sua definizione è simile a quella del CAPE, con l'ovvia differenza che si dovrà integrare dal livello del suolo (z_s) a quello del LFC (z_{LFC}):

$$CIN = \int_{z_s}^{z_{LFC}} g \left(\frac{T_{v,part} - T_{v,amb}}{T_{v,amb}} \right) dz \quad (3)$$

Proprio per via della simile definizione, anche il CIN ha una rappresentazione grafica nel nomogramma di Herloffson che corrisponde all'area compresa fra: la traiettoria della particella d'aria, il radiosondaggio, il livello del suolo e l'LFC.

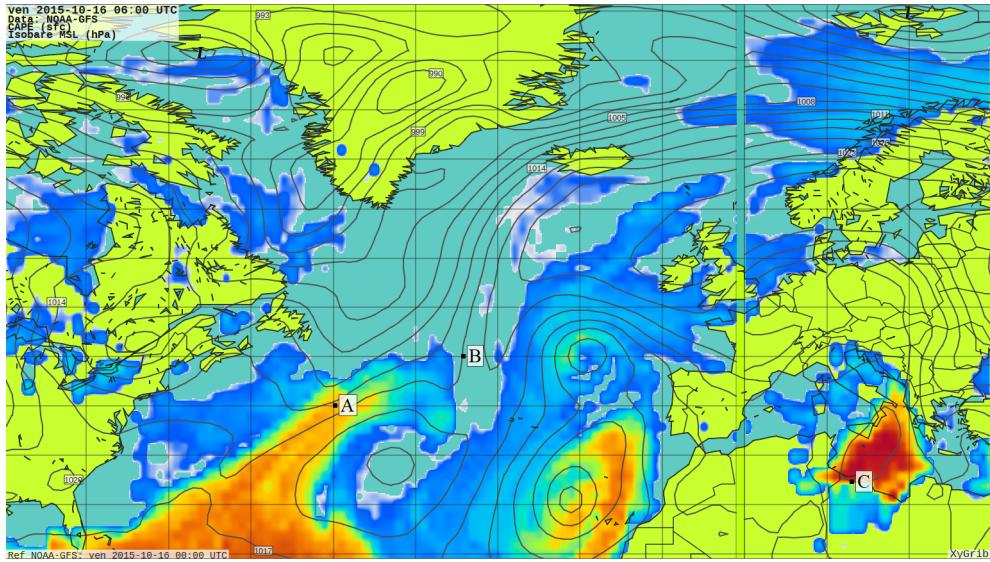


Figura 16: La figura mostra il CAPE alle ore 06:00 UTC e i tre punti in esame.

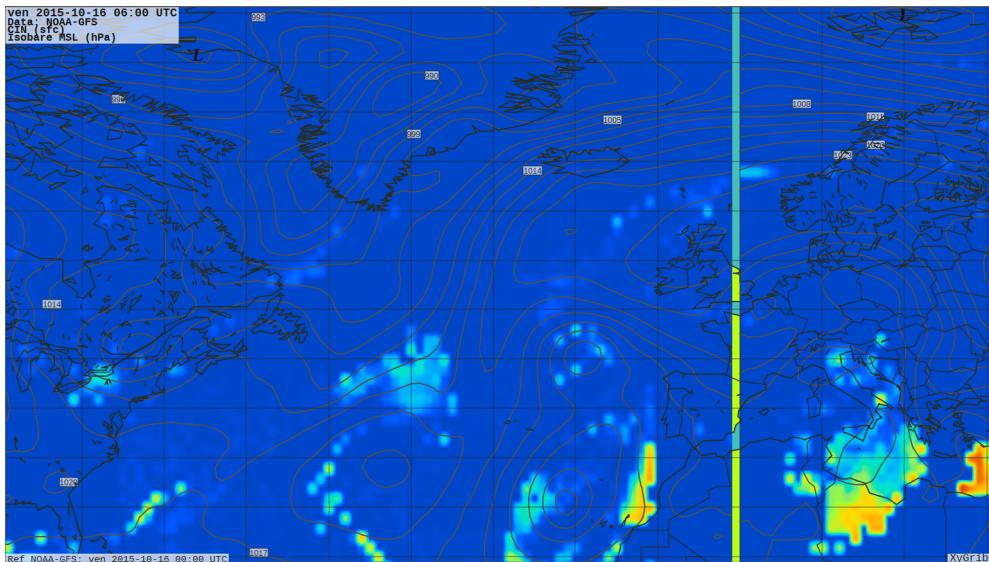


Figura 17: CIN alle ore 06:00 UTC

2.5 Individuazione delle aree con potenziale convettivo

La figura 16 mostra come, alle ore 06:00 UTC, il valore del CAPE vari nella regione sotto osservazione. Risulta interessante osservare che le zone dove il CAPE assume valori più elevati in questo orario, sono le regioni dove alle ore 18:00 le piogge verranno a intensificarsi. Anche se sembra fare eccezione il picco che si osserva sopra il mediterraneo, a nord della Libia. Ripor-tiamo dunque anche come varia il CIN in figura 16. Notiamo che proprio sul nord della Libia (e un po' anche al largo delle sue coste) assume un valore molto elevato e questo spiega perché la convezione potrebbe essere stata inibita.

Per entrare di più nel dettaglio, vengono scelti dei punti significativi (indicati anche in figura 16) in cui discutere gli pseudo-radiosondaggi nei punti:

Parametri	Punto A	Punto B	punto C
Coordinate	40°03'40"N 49°44'48"W	45°03'16"N 34°15'39"W	32°16'45"N 12°39'48"E
Orario Radiosondaggio	06:00 UTC	06:00 UTC	06:00 UTC
CAPE	549 J/Kg	0 J/Kg	714
CIN	-4 J/Kg	0 J/Kg	-303
LCL	Pressione: 957hPa Temperatura: 19.7°C	Pressione: 991hPa Temperatura: 15.1°C	Pressione: 876hPa Temperatura: 14.8°C
LFC	Pressione: 940hPa Temperatura: 19.1°C	/	Pressione: 739hPa Temperatura: 8.2°C
EL	Pressione: 250hPa	/	Pressione: 249hPa
Umidità relativa a 2m	85%	93%	61%
Direzione vento a 10m	227°	161°	204°
BF	6	5	2
Precipitazioni	0.09 mm/h	0.00 mm/h	0.04 mm/h
Copertura nuvolosa	100%	100%	0%

I profili verticali sono graficati sui nomogrammi, nei quali sono riportate le curve indicate nella seguente legenda:

curva	interpretazione
rossa	radiosondaggio
blu tratteggiata	temperatura di rugiada
gialla	moto particella d'aria
grigia orizzontale	isobara
nera orizzontale tratteggiata	livello del suolo
grigie inclinate di 45°	isoterme
grigie tratteggiate	isoigrometriche
verdi continue	adiabatiche secche
verdi tratteggiate	adiabatiche sature

Per leggere i grafici è importante sapere che processi subisce la particella d'aria durante il suo moto: innanzitutto si solleva seguendo un'adiabatica secca di pendenza $\Gamma_d = 9.8K/km$. Quando supera l'LCL poi l'aria arriva in saturazione e si forma la nube. A questo punto, se il sollevamento procede, segue un'adiabatica satura di pendenza Γ_s fino all'LFC. Oltre quel livello, comincia la convezione libera e la particella continua a salire per via dell'instabilità atmosferica, anche senza essere forzata a farlo.

2.5.1 Punto A

Il nomogramma del punto A è visibile in figura 18 ed il profilo è calcolato sopra l'Atlantico, davanti al fronte freddo. Ci si aspetta dunque che, a causa del sollevamento rapido delle masse d'aria, ci sia una convezione rilevante. Infatti, come si vedeva già anche dalle mappe, si ha un CIN molto piccolo e un CAPE non trascurabile, che ci dice che l'atmosfera è leggermente instabile. Non sarà quindi difficile che si verifichino convezioni, ma non saranno estremamente intense. In quota, sopra i 7 km, temperatura di rugiada e dell'ambiente coincidono e ciò indica la presenza di nuvole alte e piogge, come confermano i dati del software in tabella 2.5. Infine, attorno ai 12 km di quota, si ha un'inversione di temperatura, che segna la sommità della troposfera.

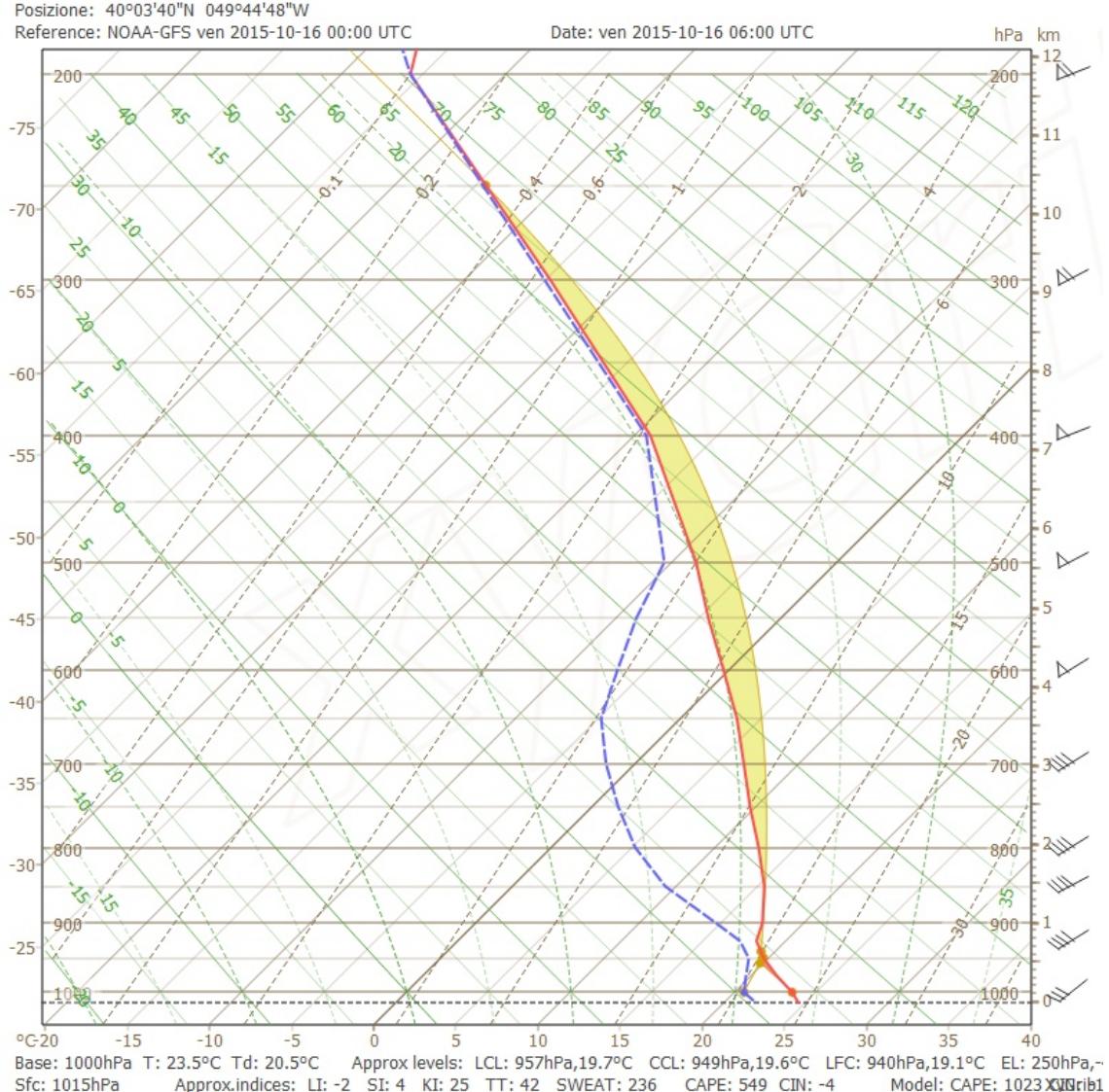


Figura 18: Struttura verticale nel punto A.

2.5.2 Punto B

Il punto B (figura 19) invece, precede il fronte caldo e, di conseguenza, non si verificano fenomeni convettivi, come mostra il fatto che sia il CAPE che il CIN sono nulli. Tuttavia, la temperatura raggiunge quella di rugiada sia ad alte quote, fra i 7 km e gli 8 km, sia a quote basse, comprese fra il livello del mare e gli 1.5 km. Ciò indica la presenza di nubi a tali altitudini, come confermato dalla mappa della copertura nuvolosa e dai dati riportati sempre in tabella 2.5. Interessante è anche notare che, a basse quote, fino a circa 3 km, la temperatura aumenta (sebbene non in modo omogeneo), causando dunque una fortissima stabilità atmosferica alle quote più basse. Come nel caso precedente, la tropopausa è sempre attorno ai 12 km.

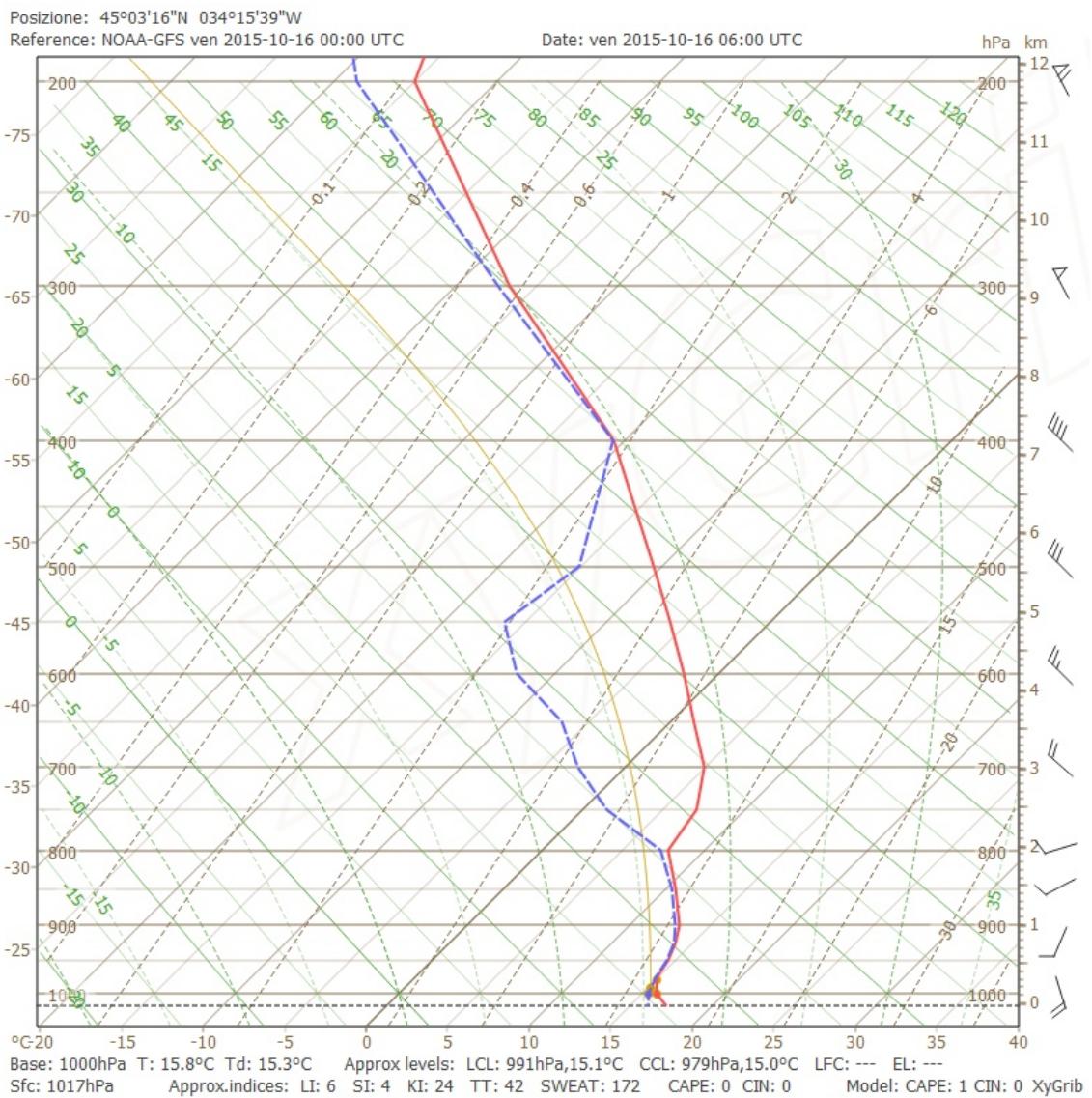


Figura 19: Struttura verticale nel punto B.

2.5.3 Punto C

Giungiamo infine al punto C (figura 20): come si anticipava prima, sulla Libia il CAPE indica che la convezione libera è possibile, ma l'elevato valore del CIN rende difficile il sollevamento di masse d'aria fino al LFC e di conseguenza non si formano nè nubi, nè precipitazioni. A conferma di ciò, si rimanda ancora ai dati in tabella 2.5, ma si potevano fare queste osservazioni anche dalle mappe della copertura nuvolosa e delle precipitazioni.

Dato che è noto che si tratta di una regione desertica, si ipotizza che non sia un evento anomalo, ma molto frequente, tipico del clima della regione e delle zone desertiche in generale.

Come negli altri due casi, anche in questo la troposfera comincia sempre alla stessa quota di 12 km.

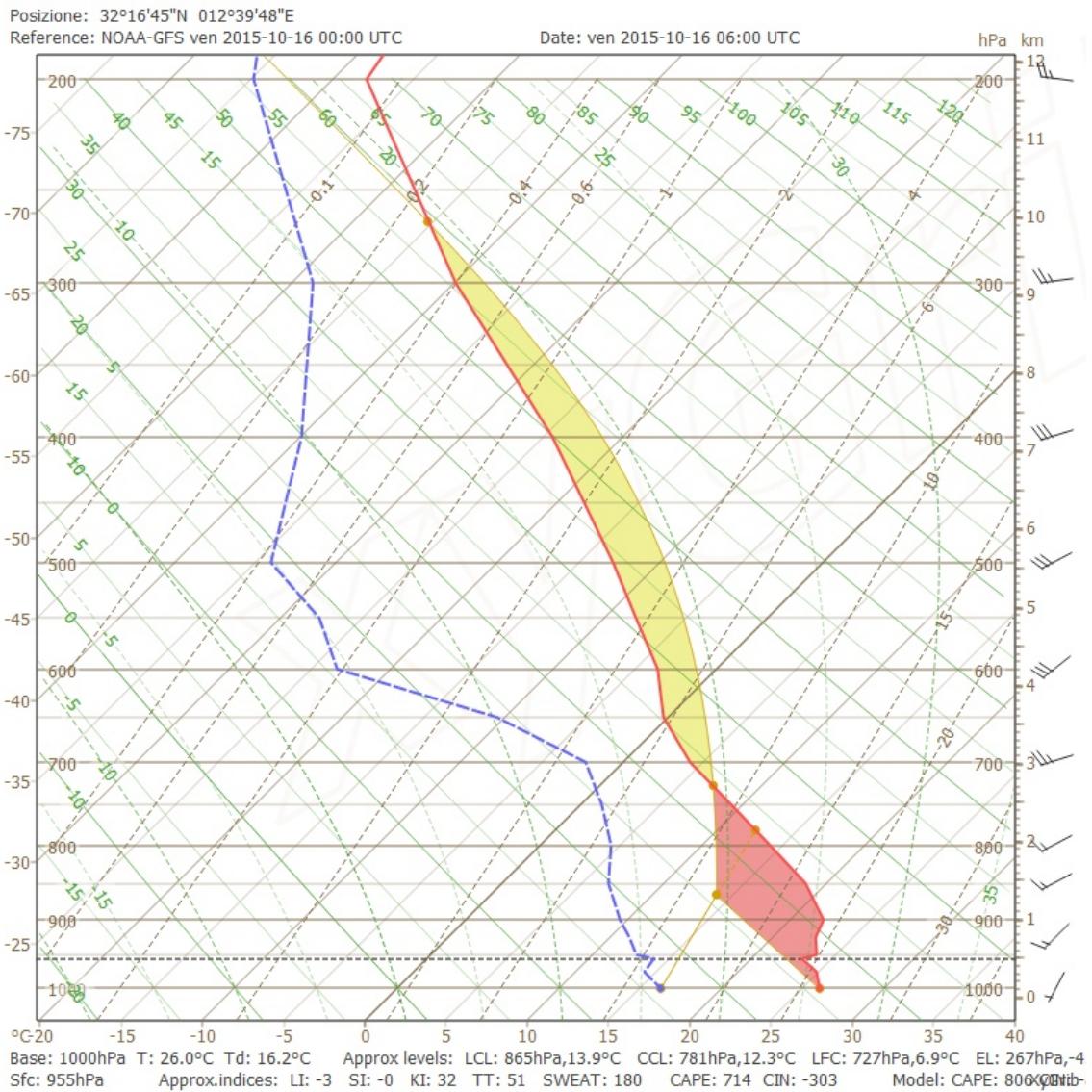


Figura 20: Struttura verticale nel punto C.

3 Mesoscala

Proseguiamo la nostra analisi focalizzandoci sui fenomeni meteorologici alla mesoscala che riguardano l'Italia settentrionale.

3.1 Altimetria

Cominciamo analizzando l'orografia della regione, per via dell'impatto che ha sulla formazione di nubi orografiche e sulla direzione dei venti. Come è ben noto, a nord è situata l'imponente catena montuosa delle Alpi, mentre lungo tutta la penisola sorgono i meno elevati Appennini.

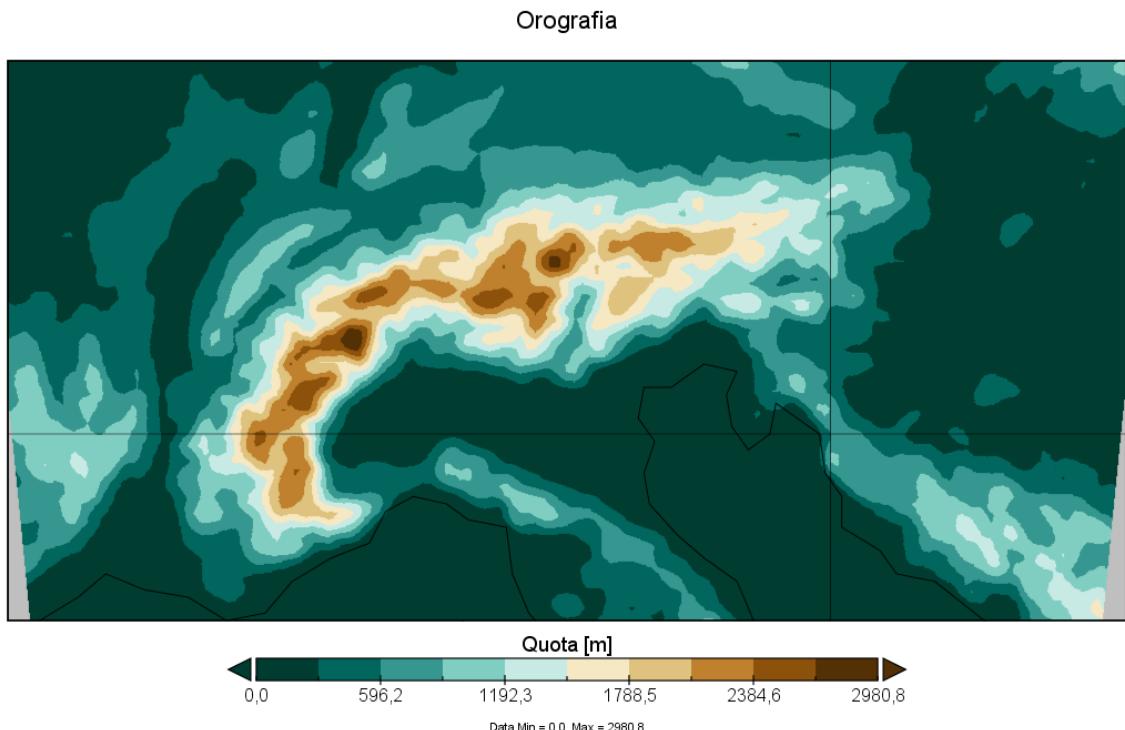


Figura 21: carta fisica del nord Italia

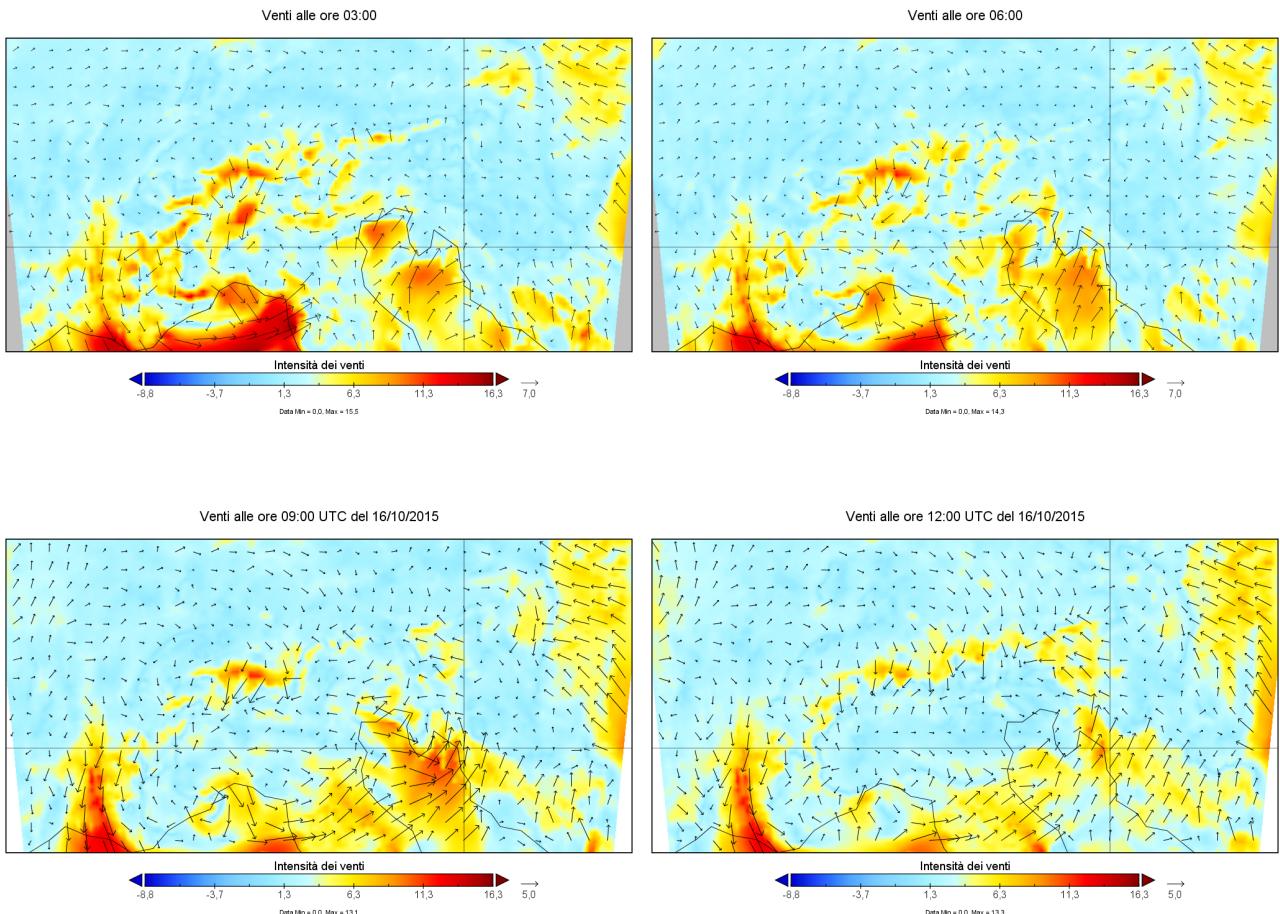
3.2 Venti

Riportiamo in figura 22 le previsioni del modello per quel che riguarda la direzione e l'intensità dei venti a 10m dal suolo.

Nell'analisi a scala sinottica avevamo notato che le prime ore della giornata sarebbero state caratterizzate dalla presenza di un minimo di pressione sulla Pianura Padana. A conferma di ciò, le prime fasi del mattino sono caratterizzate da una circolazione antioraria, con venti particolarmente intensi sul Golfo di Genova, anche fino a 15.5 m/s .

La situazione si evolve poi con il sorgere del Sole, il vento continua a soffiare dal Golfo di Genova verso gli Appennini, anche se la sua intensità va affievolendosi. L'incontro delle masse d'aria con la catena montuosa porterà ad un loro sollevamento e di conseguenza ci attendiamo la presenza di nubi e qualche precipitazione.

Per quel che riguarda la zona alpina invece, nelle fasi più avanzate della giornata possiamo osservare che si verranno a scontrare masse d'aria provenienti da sud, con altre provenienti da nord e di conseguenza non saranno improbabili dei fenomeni convettivi e quindi anche delle precipitazioni.



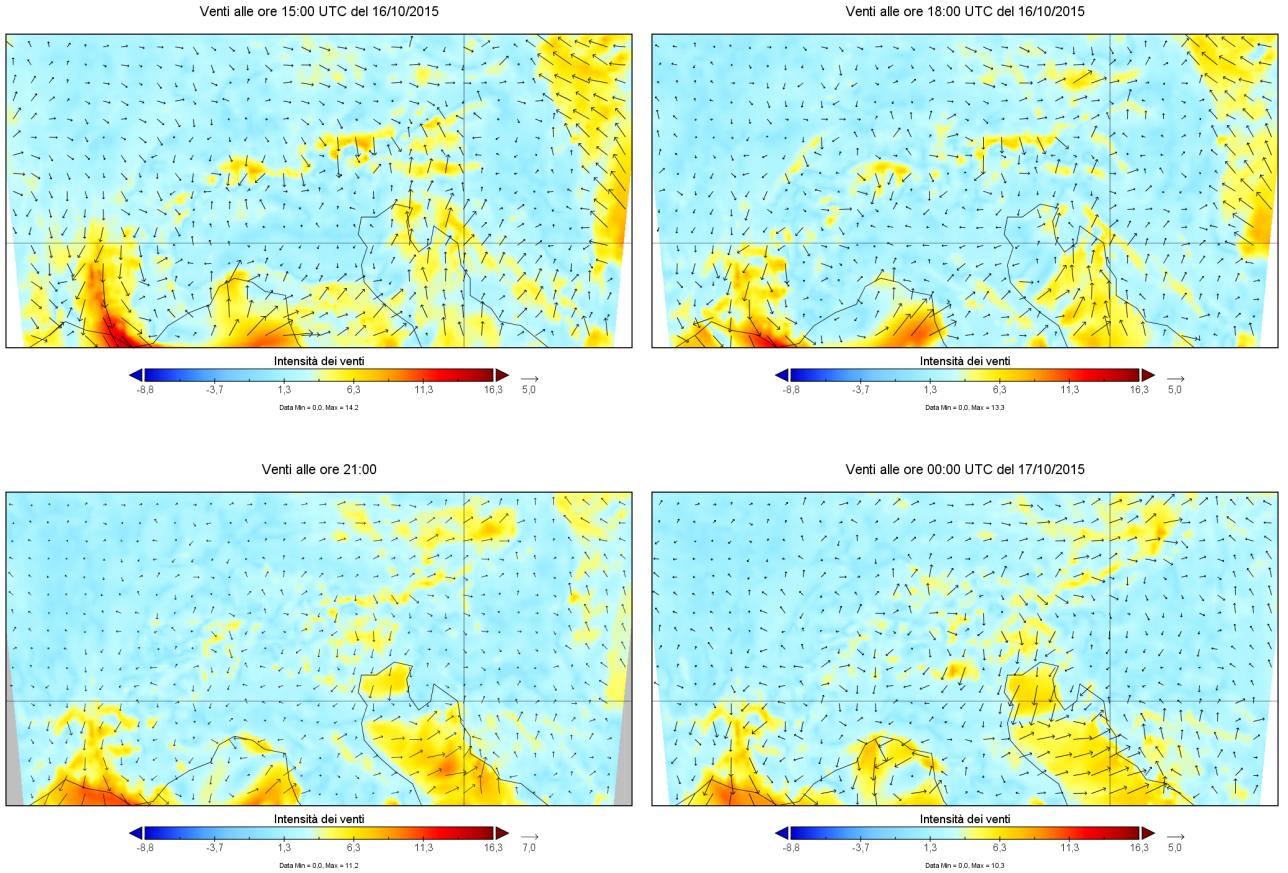
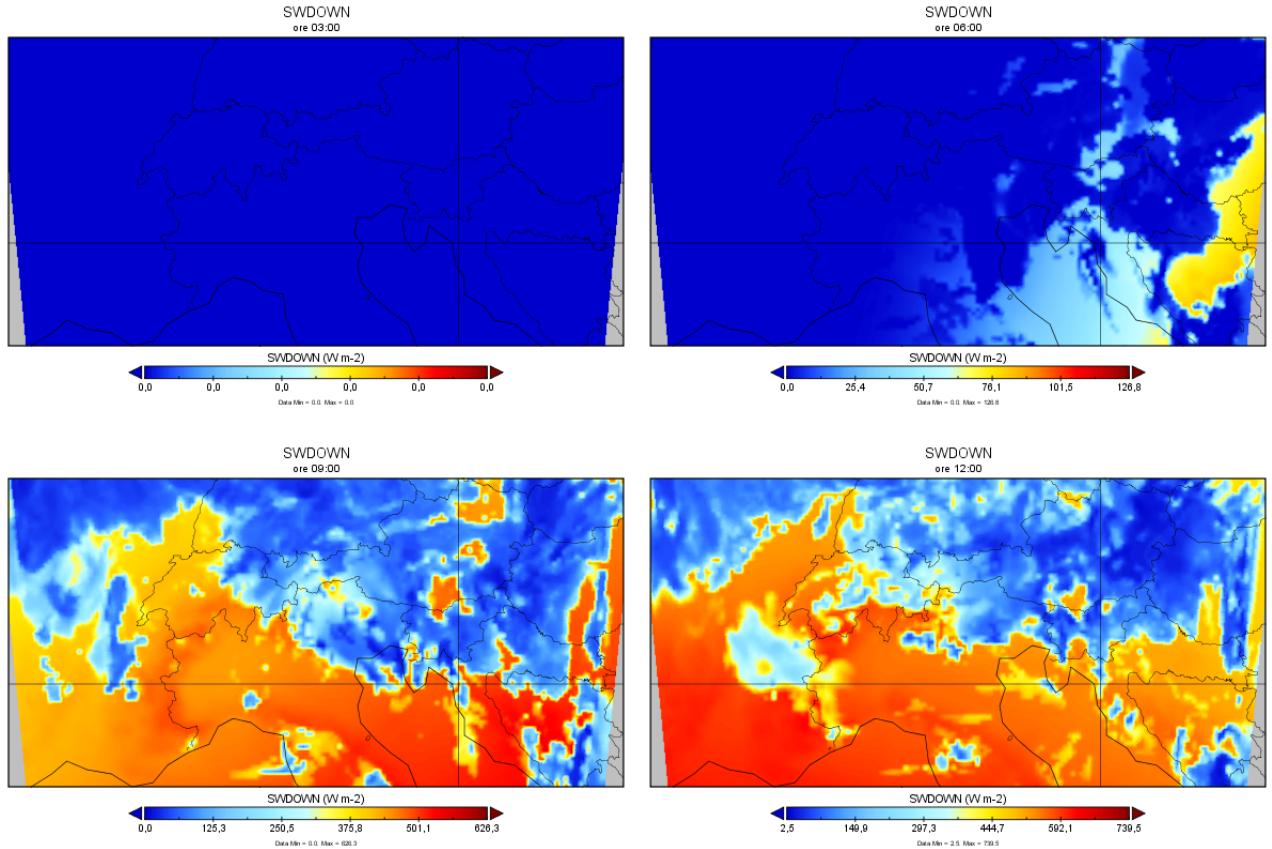


Figura 22: I grafici mostrano come evolve nel corso della giornata la direzione e l'intensità dei venti a 10 m da suolo.

3.3 Radiazione

Si riportano di seguito le mappe ottenute nelle varie fasce orarie della giornata relative alla radiazione ad onda corta proveniente dal sole. Risulta evidente che durante le ore notturne non è presente radiazione, mentre inizia a crescere con il sorgere del sole ad est. La prima immagine nella quale si può visualizzare radiazione è quella relativa alle 06:00. La massima intensità di radiazione si manifesta alle 12:00, successivamente inizia a calare, fino a scomparire alle 18:00 in accordo con il periodo dell'anno. La radiazione registrata sul Nord Italia è abbastanza consistente e uniforme, eccetto a Nord-Est (Friuli Venezia Giulia, Trentino, Veneto) nel quale è significativamente ridotta. Si registrano valori medi intorno a 500 W/m^2 con punte massime di circa 580 W/m^2 nelle ore centrali. Uno dei motivi per cui il parametro qui analizzato è rilevante è legato alla sua stretta connessione con la copertura nuvolosa. Laddove vi è un maggiore apporto radiativo, infatti, l'atmosfera non è particolarmente interessata da nubi. Si può evincere quindi che il nord Italia, a parte la zona Nord-Est, non è interessata da copertura nuvolosa. Un altro aspetto interessante riguarda poi il fatto che la radiazione, essendo uno dei principali meccanismi di trasmissione del calore, può generare le cosiddette termiche a causa del riscaldamento del suolo. Queste ultime interessano però principalmente il periodo estivo. Eseguendo un ulteriore confronto con le mappe create da Panoply in merito ai venti, si può notare l'influenza esercitata dalla radiazione sull'intensità di essi.



3.4 Copertura nuvolosa

Dal confronto visivo con la mappa di nuvolosità prodotta da XyGrib si riscontra ciò che ci si aspettava: alle zone con SWDOWN minore corrispondono le zone a copertura nuvolosa maggiore. Infatti si osserva una intensa copertura nuvolosa sopra l'Italia e nel Nord-Est italiano.

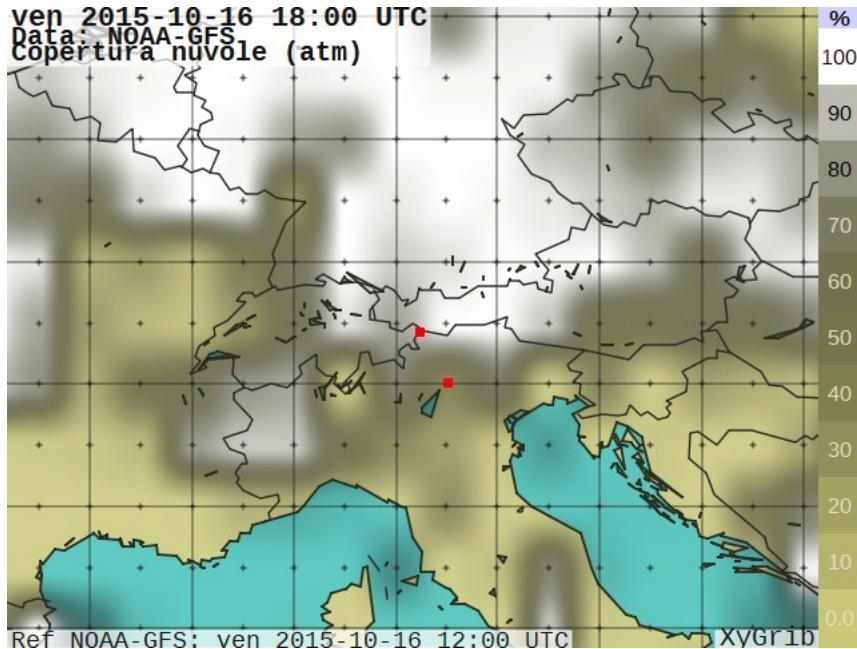
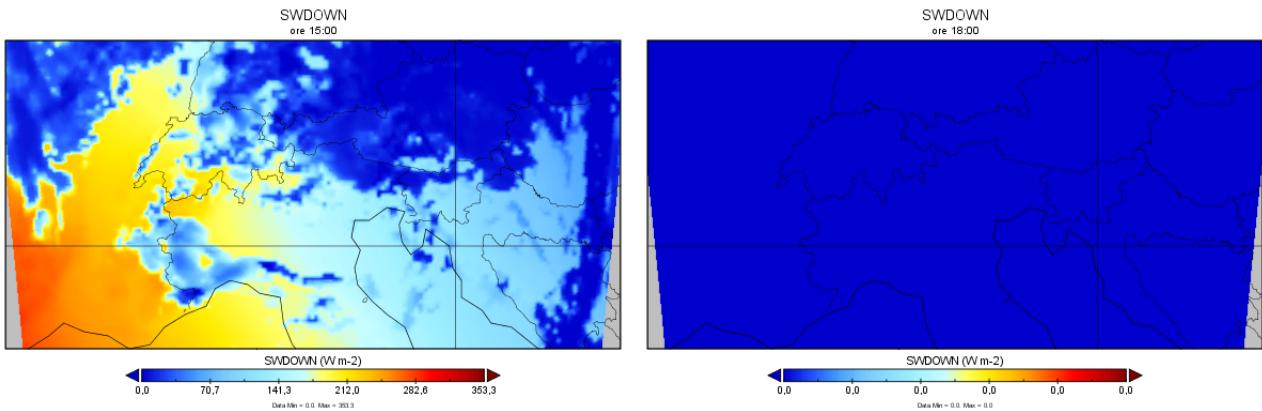
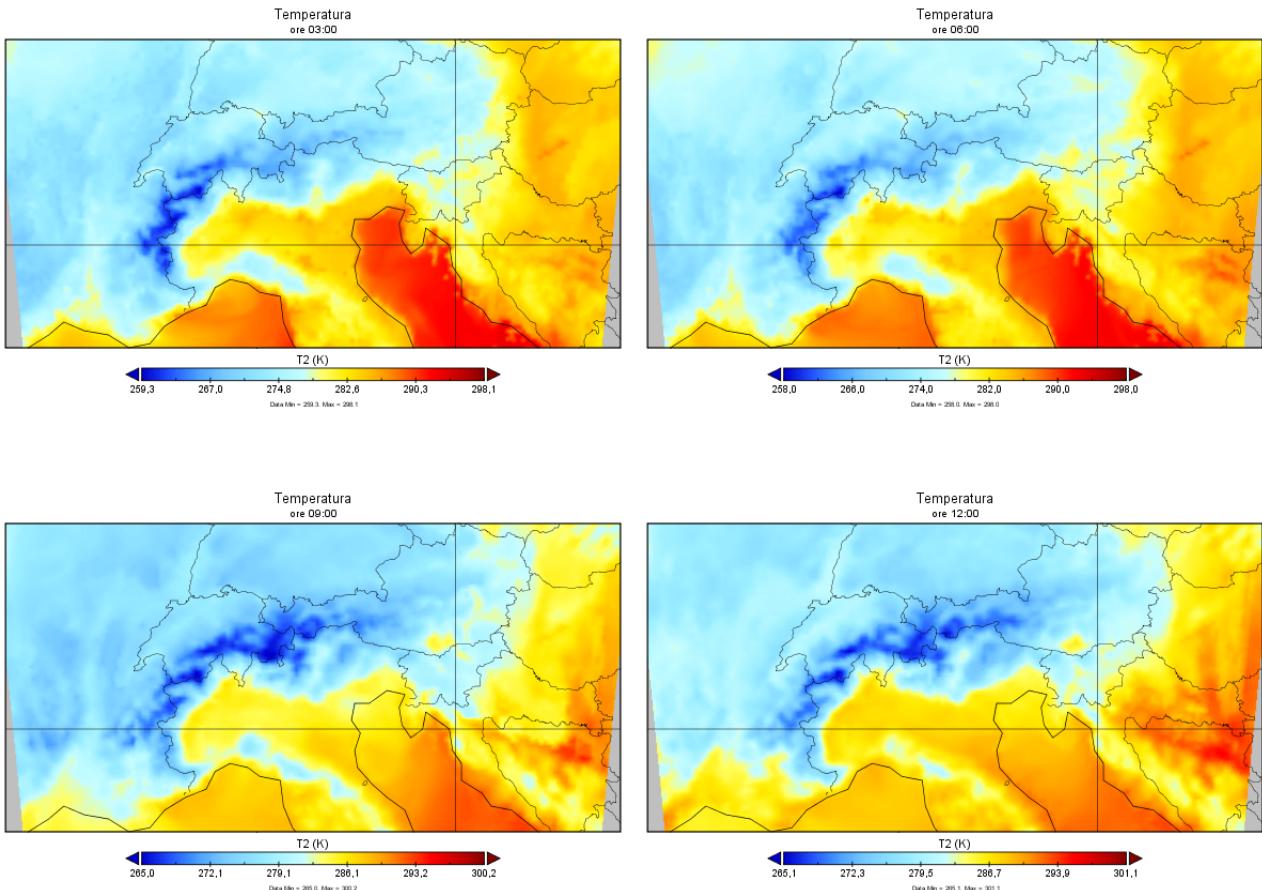


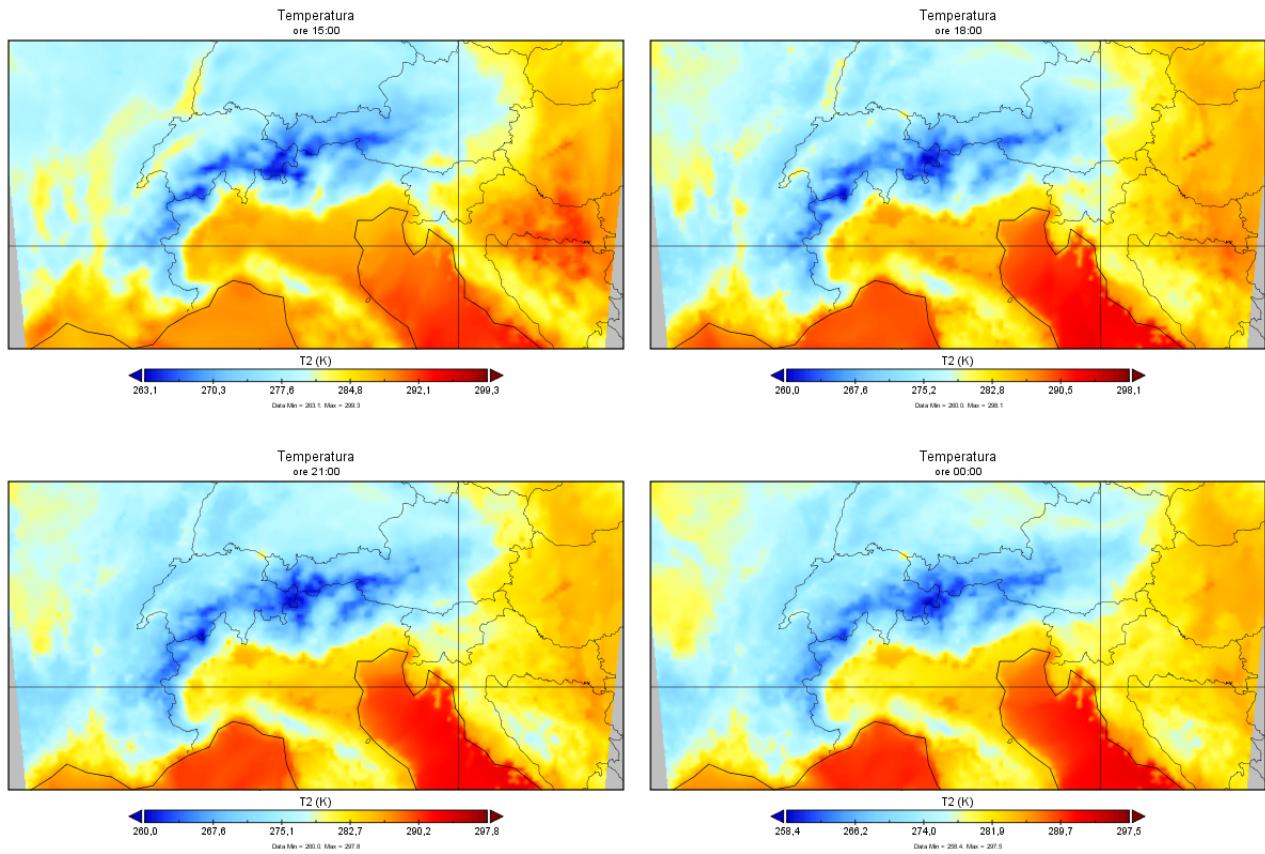
Figura 23: Copertura nuvolosa nel nord Italia



3.5 Temperatura

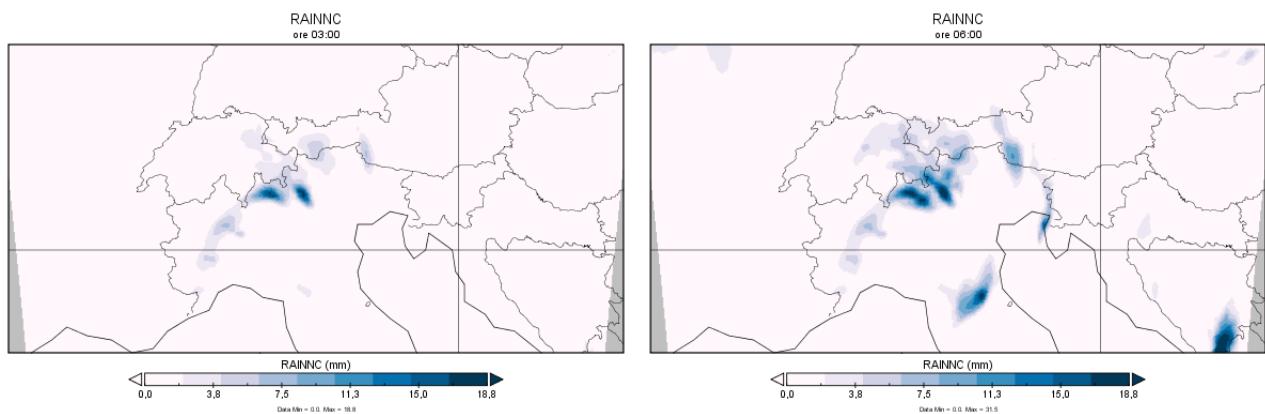
Vengono mostrate le mappe della temperatura durante le varie ore della giornata. Si può notare che la temperatura nel mare e nelle zone costiere rimane pressoché costante a causa dell'elevata capacità termica dell'acqua. Si rivelano valori massimi intorno a 290K (17°C) nell'entroterra durante le ore centrali della giornata, mentre la temperatura sopra il mare si attesta sempre su valori di circa 293K(20°C). L'escursione termica tra mattina e notte non è molto rilevante (circa 5K nell'entroterra) coerentemente con il periodo dell'anno analizzato. Le temperature minime sono rilevate sopra i rilievi alpini con temperature che raggiungono i 258K(-15°C).





3.6 Precipitazioni

Vengono riportate le mappe della pioggia cumulata durante le varie ore della giornata. Si può notare che durante le 24 ore sono precipitati in totale 18.8mm di pioggia. Si constata inoltre che la perturbazione interessa principalmente il Nord-Est italiano e, in misura minore, la zona degli Appennini.



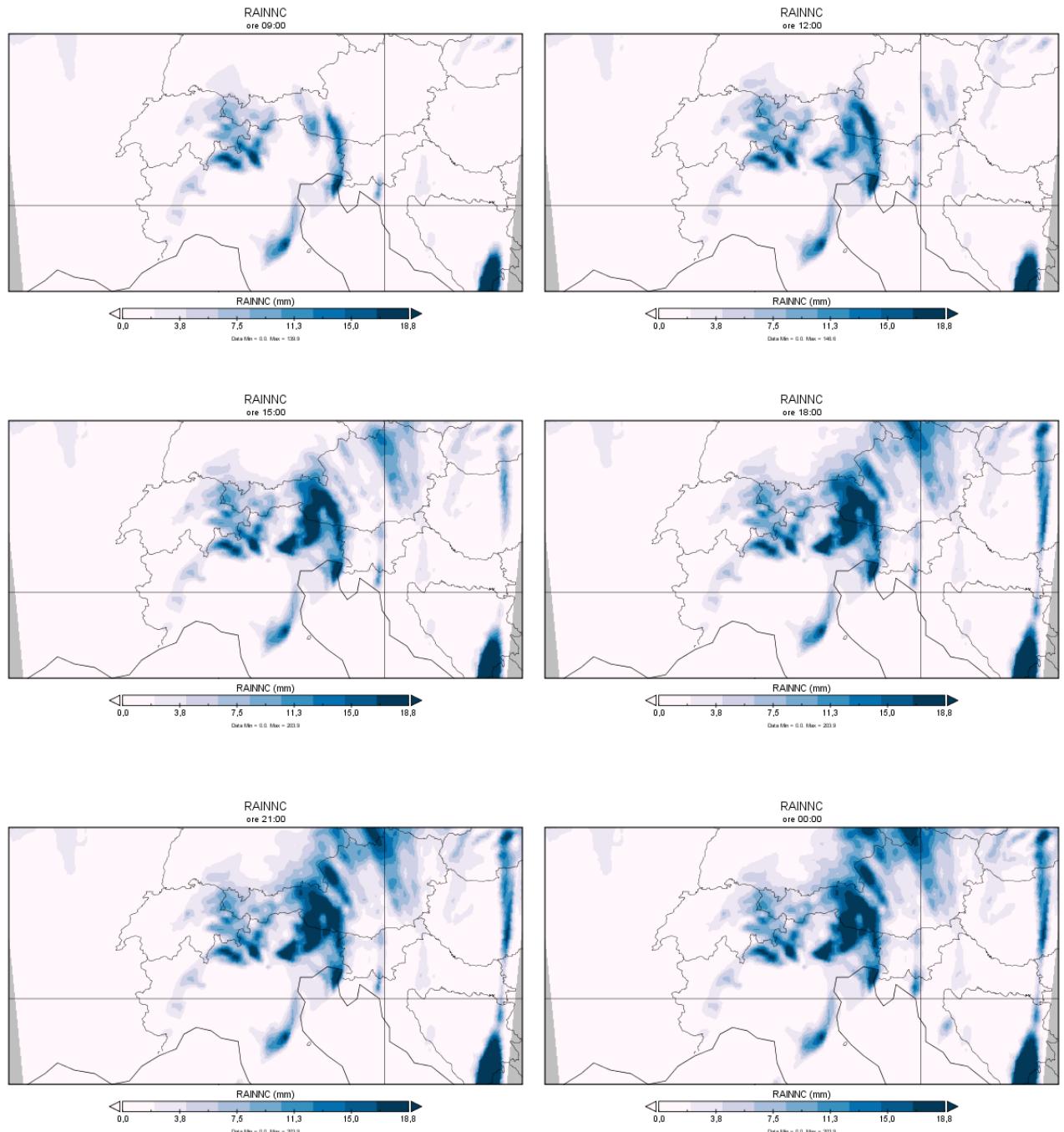


Figura 24: precipitazioni cumulate nel corso della giornata.

Si riporta inoltre anche le precipitazioni cumulate in 3 ore in 3 momenti della giornata: dalle 03:00 alle 06:00 UTC, dalle 12:00 alle 15:00 UTC e dalle 21:00 UTC alle 00:00 UTC, per studiare l'andamento della perturbazione. Si osserva che il precipitato, durante la giornata, si sposta verso Nord-Est.

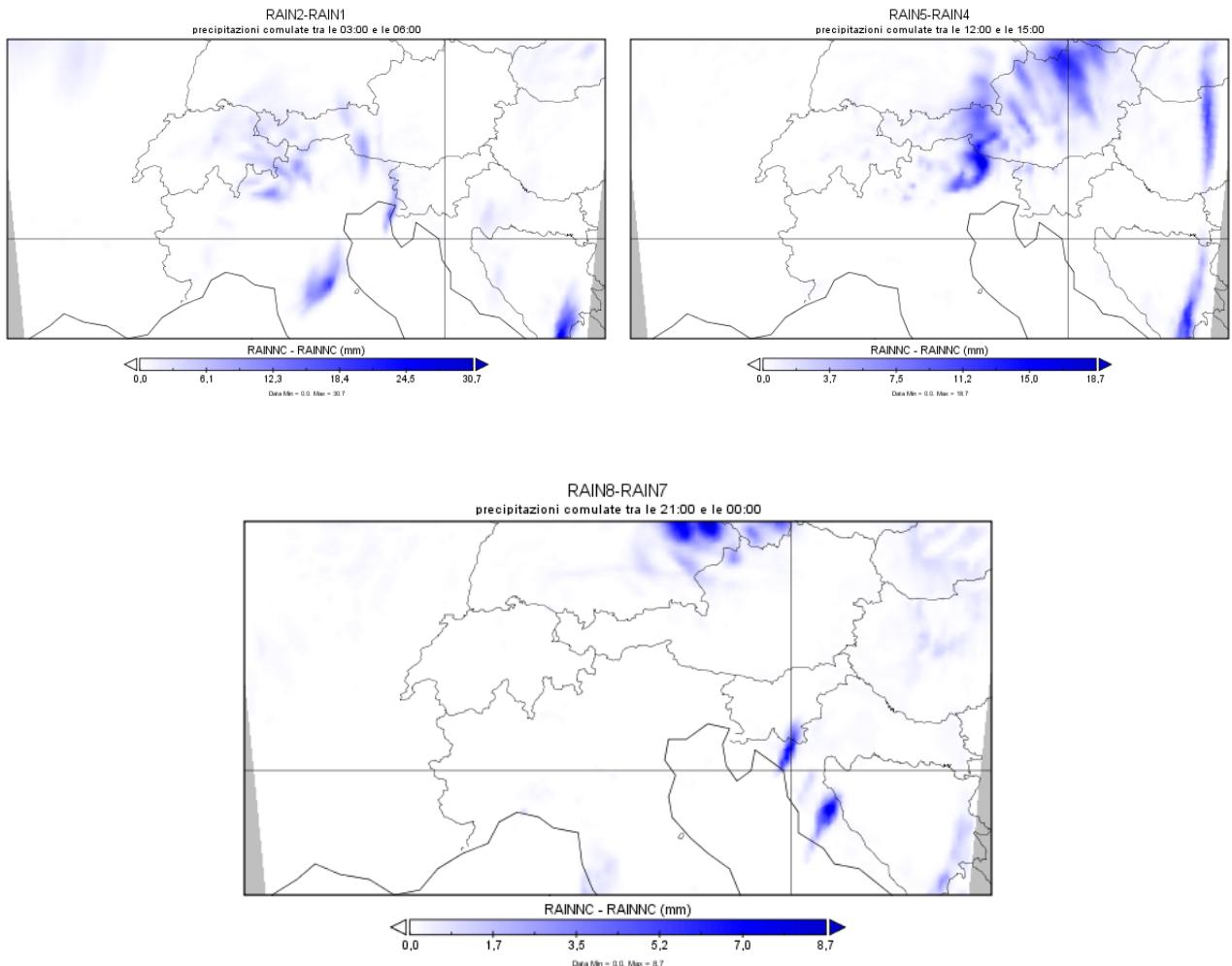


Figura 25: Precipitazioni cumulate in tre ore durante varie fasce orarie.

Viene creata la mappa delle precipitazioni alle 06:00 UTC con il software "zyGrib".

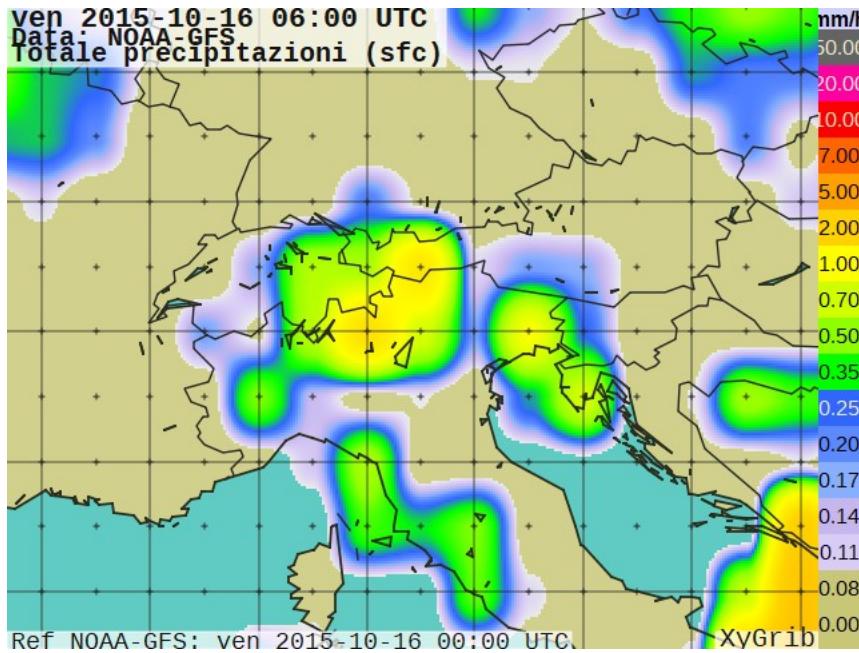


Figura 26: Precipitazioni alle 06:00 UTC

Si riporta anche una mappa delle zone dove possono verificarsi precipitazioni a carattere nevoso alle 06:00 UTC, creata sempre con il software "xyGrib".

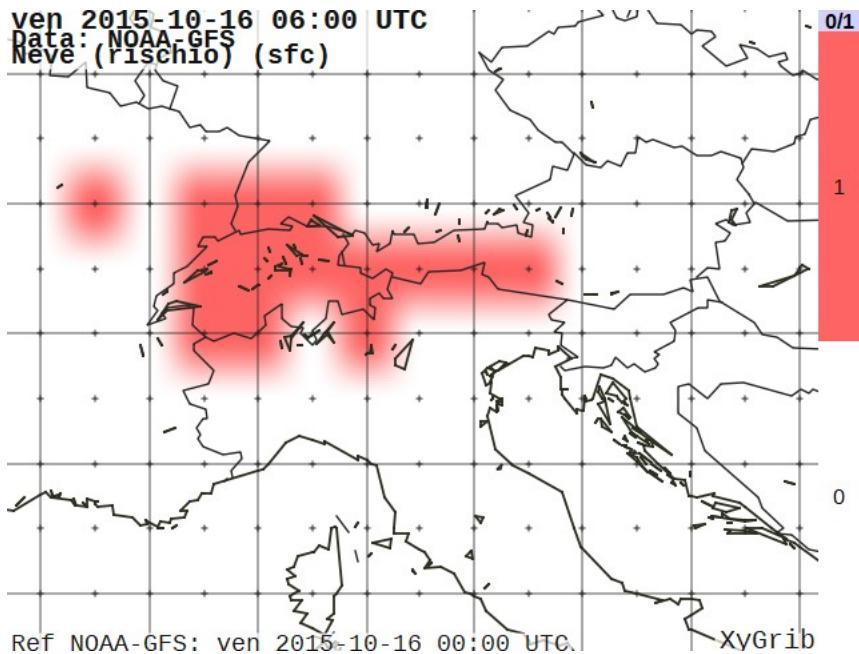


Figura 27: Neve possibile alle 06:00 UTC

3.7 Umidità relativa

Si può notare che la zona in cui è presente umidità relativa maggiore è il Nord Italia, in particolare nella catena montuosa delle Alpi. Si osserva inoltre che le zone con umidità relativa maggiore sono dove è presente la perturbazione.

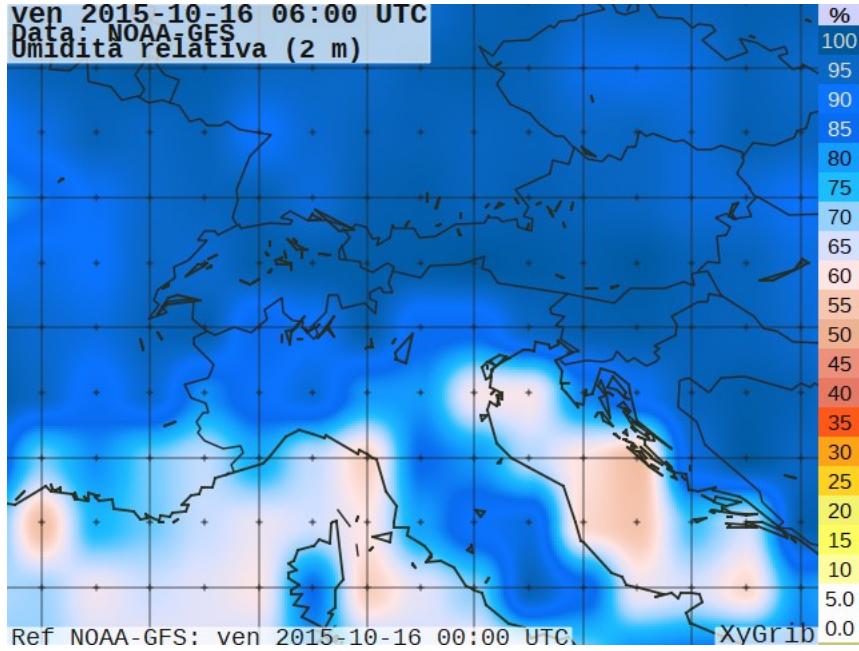


Figura 28: Umidità relativa a 2m

3.8 Possibilità di convezione

Come si vede dall’immagine l’indice CAPE raggiunge picchi massimi nel mare Adriatico: circa 200 J/Kg . Nel centro e Nord-Est italiano si attesta su valori compresi tra 10 e 60 J/Kg . Invece nel Nord e Sud-Est italiano presenta valori nulli.

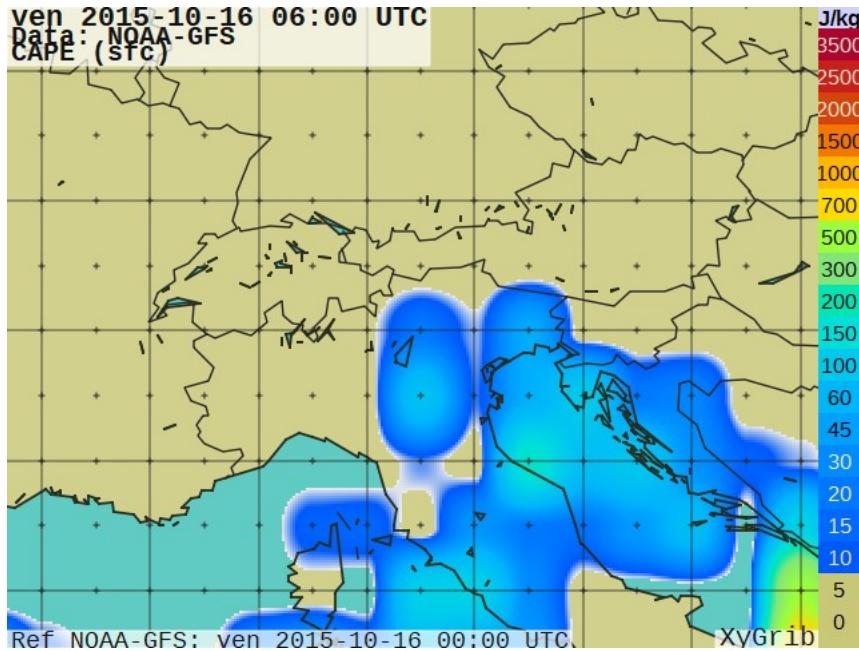


Figura 29: Andamento CAPE alle 06:00 UTC

Si osserva dalla mappa che l’indice CIN presenta valori massimi, in modulo, nel Nord-Est italiano, in particolare in prossimità della foce del Po’ dove si registrano valori di -100 J/Kg . Invece nel Nord-Ovest italiano l’indice CIN presenta valori pressoché nulli.

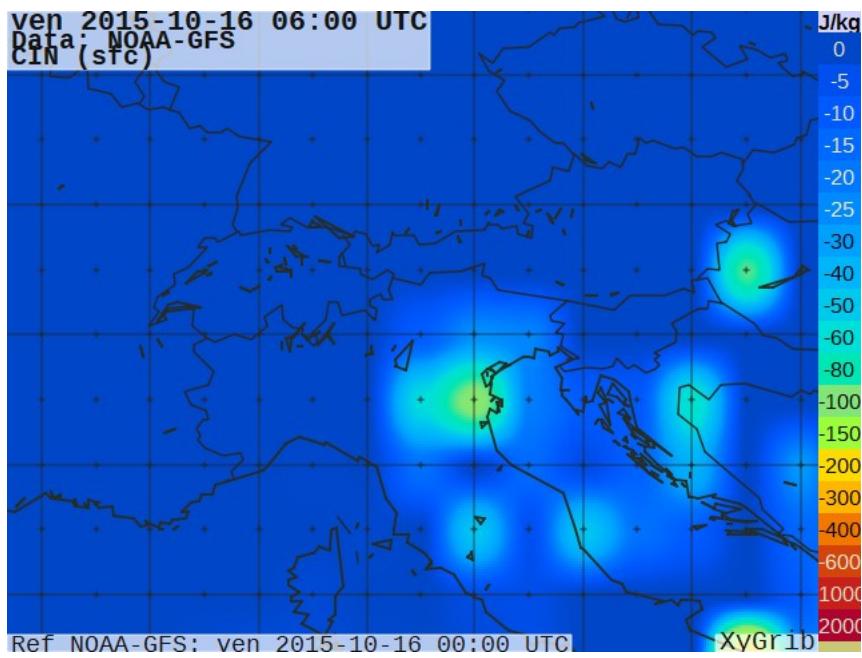


Figura 30: Andamento CIN alle 06:00 UTC

3.9 Profili verticali

Si analizzano i profili verticali di due punti: uno in corrispondenza di Povo (Tn) e uno situato in prossimità di Livigno (So).

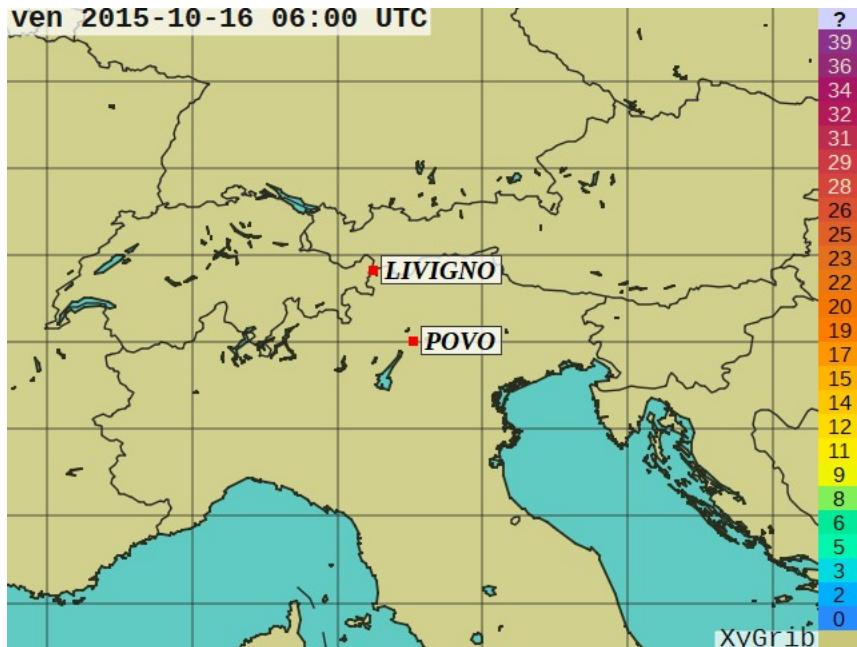


Figura 31: Localizzazione dei pseudo-radiosondaggi(06:00 UTC)

Parametri	Punto1	Punto2
Posizione	POVO	LIVIGNO
Coordinate	46.0659°N 11.1526°E	46.5386°N 10.1357°E
Orario Radiosondaggio	06:00 UTC	06:00 UTC
CAPE	21 J/Kg	2 J/Kg
CIN	-12 J/Kg	-1 J/Kg
LCL	Pressione: 928hPa Temperatura: 5.3°C	Pressione: 996hPa Temperatura: 8.4°C
LFC	Pressione: 823hPa Temperatura: -0.4°C	Pressione: 984hPa Temperatura: 7.9°C
EL	Pressione: 567hPa Temperatura: -20.4°C	Pressione: 714hPa Temperatura: -7.8°C
Umidità relativa a 2m	86%	99%
Direzione vento a 10m dal suolo	109°	355°
BF	2	1
Precipitazioni	0.74 mm/h	0.98 mm/h
Copertura nuvolosa	85%	99%

3.9.1 Punto 1

Il primo punto selezionato è situato a Povo (Tn). Si può notare dal diagramma di Herlofson la presenza di un inversione termica tra i 700 e i 1000 metri sul livello del mare. Dato che la temperatura dello pseudo radiosondaggio si avvicina molto alla temperatura di rugiada è indice di saturazione; infatti l'umidità relativa è pari all'86%. L'indice CIN e CAPE sono in modulo molto bassi (CAPE=21 J/Kg e CIN=-12 J/Kg), segnale di atmosfera stabile. Le precipitazioni sono quasi assenti: 0.74 mm/h. Inoltre dal grafico si può intuire il passaggio in tropopausa, ovvero dove la curva rossa della temperatura cambia di pendenza e diventa isoterma: a partire da 400hPa, corrispondente ad una quota di circa 7200m sul livello del mare.

La variazione di pendenza ad una quota così bassa potrebbe essere causata dal passaggio della corrente a getto sull'Italia come si può vedere dall'analisi su scala sinottica [Figura 15]. Il vento misurato al suolo è molto basso: indice 2 della scala Bf("Brezza leggera").

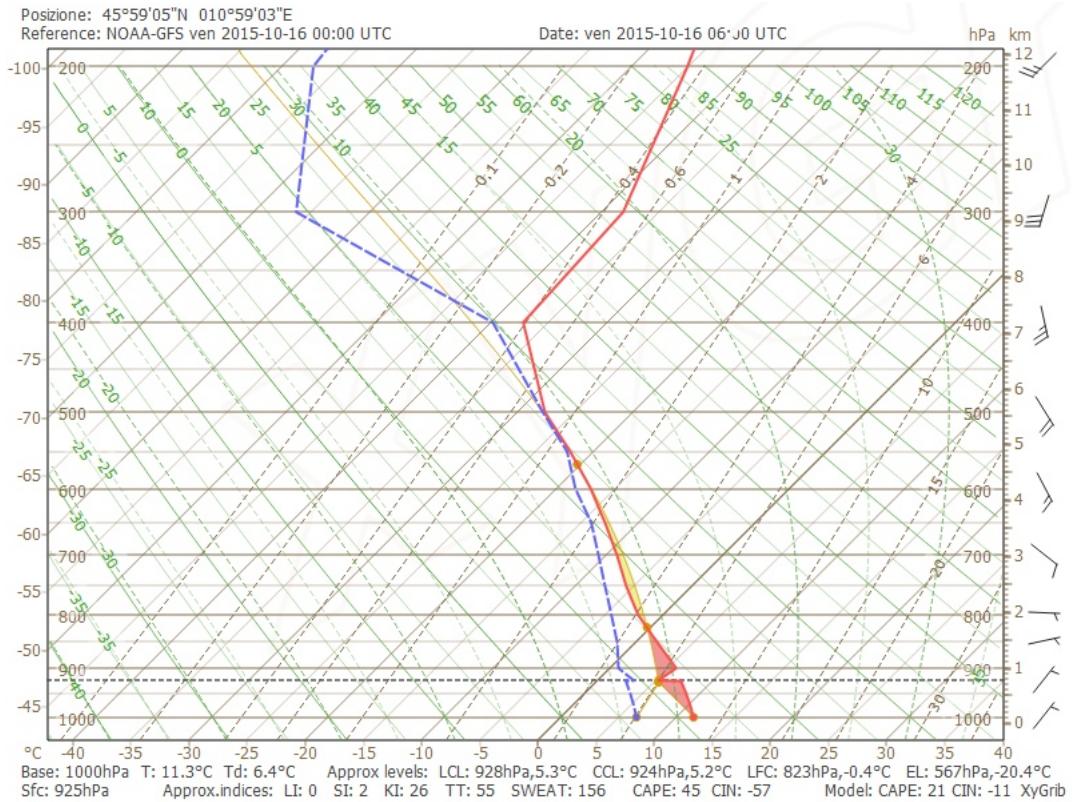


Figura 32: Profilo verticale del punto 1

3.9.2 Punto 2

Il secondo punto selezionato è situato a Livigno (So), in una zona in cui lo pseudo-radiosondaggio indica una copertura nuvolosa pari al 99%. A partire da 2000 metri sul livello del mare, 800 hPa, (quota del terreno del punto selezionato) il nomogramma di Herlofson prodotto presenta profili di temperatura ambientale e punto di rugiada pressoché coincidenti tra loro. Ciò conferma il fatto che l'atmosfera nel punto selezionato sia caratterizzata da saturazione e quindi anche dalla presenza di una situazione di nuvolosità ed eventuali precipitazioni (in questo caso, pioggia debole 0.98 mm/h). Dato che la temperatura rilevata dallo pseudo radiosondaggio al suolo è prossima allo zero, si può presumere che la precipitazione interessata sia a carattere nevoso. Gli indici CAPE e CIN sono invece praticamente nulli, indice di atmosfera stabile e quindi assenza di fenomeni temporaleschi di natura convettiva. Si può notare dal grafico anche il passaggio dalla troposfera alla tropopausa: alla quota di circa 7200 m, corrispondente alla pressione di 400 hPa, la linea che indica la temperatura ambientale ha un brusco cambiamento di pendenza diventando circa parallela alle isoterme. Anche in questo caso la variazione di pendenza ad una quota così bassa potrebbe essere causata dal passaggio della corrente a getto sull'Italia.

Il vento, secondo la scala di Beaufort, risulta essere "Bava di vento" (Bf=1).

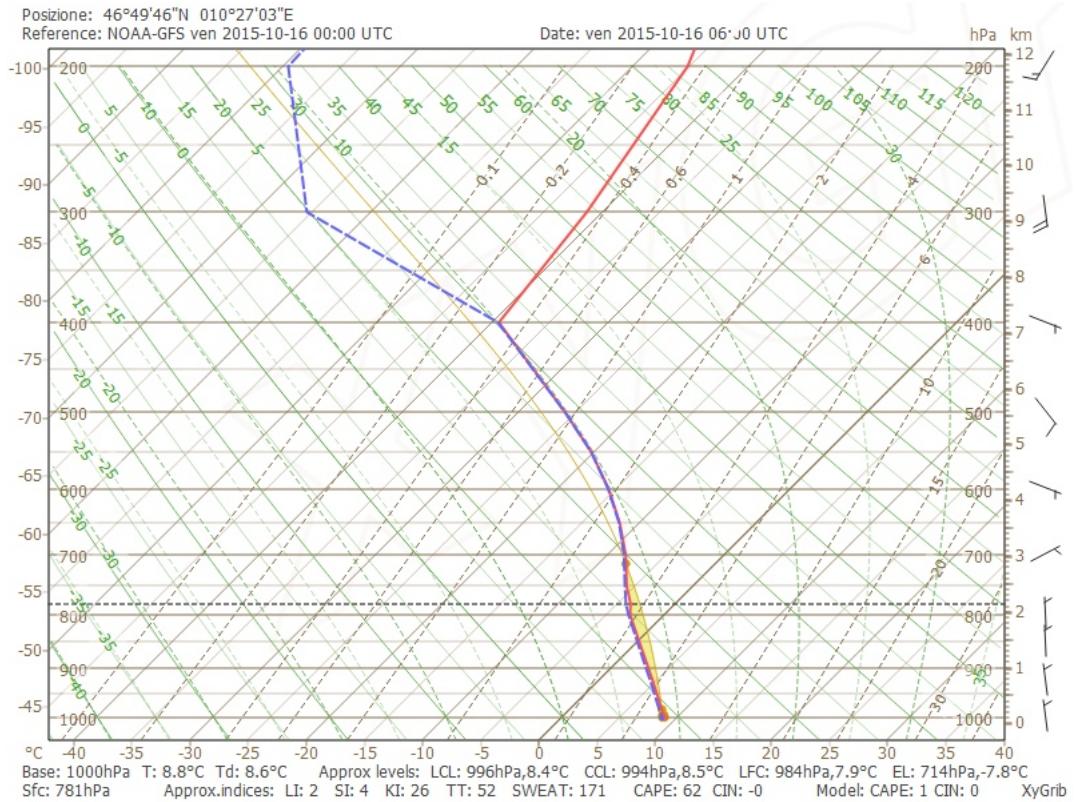


Figura 33: Profilo verticale del punto 2

4 Bibliografia e sitografia

- “Atmospheric Science”, John M. Wallace – Peter V. Hobbs;
- Slide del corso: ”Fondamenti di meteorologia e climatologia [140257]-ZARDI”;
- Meteotrentino: <http://www.meteotrentino.it/> ;
- ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/wd52dg/data/indices/nao_index.tim ;
- EUMETSAT: <http://www.eumetsat.int/website/home/index.html> ;