

Appunti *di* meteorologia *per il* Friuli-Venezia Giulia

Stefano Micheletti
Marcellino Salvador

Centro Servizi Agrometeorologici per il Friuli-Venezia Giulia



Edicom sas
Monfalcone (Gorizia)
tel. 0481/484488
fax 0481/485721

© Copyright CSA
Centro Servizi Agrometeorologici
per il Friuli-Venezia Giulia
Via Carso, 3 - 33052 Cervignano del Friuli UD

Vietata la riproduzione anche
parziale di testi e immagini se
non espressamente autorizzata.
Tutti i diritti sono riservati
a norma di legge e delle convenzioni
internazionali.

Stampa Editoriale Ergon
Ronchi dei Legionari (GO)

Giugno 2000

Appunti di meteorologia per il Friuli-Venezia Giulia

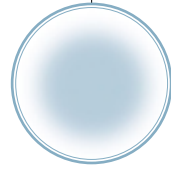
Stefano Micheletti Marcellino Salvador

Centro Servizi Agrometeorologici

per il Friuli-Venezia Giulia

Per capire cosa sta succedendo in cielo, spesso bastano la conoscenza di pochi elementari concetti di base, un buon spirito osservativo e un po' di intuito fisico, anche se non si conoscono le equazioni della fisica dell'atmosfera, cioè le leggi che effettivamente regolano il movimento delle masse d'aria e i fenomeni meteorologici in genere.

Questo testo è una raccolta di elementari schemi, disegni e grafici, ciascuno corredato di una breve e sintetica spiegazione. Questa raccolta non è assolutamente un testo scientifico (e come tale preciso e rigoroso): è un semplice supporto per il profano che desidera capire un po' di più di ciò che - meteorologicamente parlando - gli succede sopra alla testa.



Sommario: elenco dei grafici

A - LE GRANDEZZE FONDAMENTALI

- a.1 la composizione dell'atmosfera nei primi 100 km
- a.2 la densità
- a.3 la pressione e lo strato atmosferico
- a.4 l'irraggiamento solare
- a.5 il bilancio radiativo
- a.6 la struttura dell'atmosfera
- a.7 la stratificazione termica
- a.8 il profilo verticale della temperatura
- a.9 l'inversione termica
- a.10 l'umidità relativa
- a.11 la relazione umidità relativa - temperatura
- a.12 la formazione delle nubi e delle precipitazioni
- a.13 i passaggi di stato dell'acqua

B - LA CIRCOLAZIONE GENERALE E I SISTEMI FRONTALI

- b.1 la Terra dal cielo (foto satellite)
- b.2 lo scoppio termico equatore - poli
- b.3 la cella equatoriale e quella polare
- b.4 le correnti occidentali delle medie latitudini in quota
- b.5 le correnti occidentali delle medie latitudini nei bassi strati
- b.6 il getto in quota e la formazione di cicloni e anticicloni al suolo
- b.7 il sistema frontale
- b.8 i venti in un sistema frontale
- b.9 lo spaccato di un sistema frontale
- b.10 lo spaccato di un fronte caldo
- b.11 lo spaccato di un fronte freddo
- b.12 come può presentarsi un sistema frontale in estate
- b.13 i tipi di nube in un sistema frontale (per fasce)
- b.14 i tipi di nube in un sistema frontale (per simboli)
- b.15 la classificazione delle nubi
- b.16 la circolazione fra ciclone e anticiclone
- b.17 cicloni e anticicloni dinamici e termici

C - I FRONTI E GLI ANTICICLONI SULL'EUROPA

- c.1 l'Europa dal cielo (foto satellite)
- c.2 un anticiclone d'intervallo
- c.3 le varie direttrici di un sistema frontale

- c.4 un anticiclone da aria fredda postfrontale
- c.5 il cut-off mediterraneo: come inizia
- c.6 il cut-off mediterraneo: come continua
- c.7 il cut-off mediterraneo: come può finire; la congiunzione anticiclonica
- c.8 un blocco anticiclonico
- c.9 che tempo fa con l'alta pressione?
- c.10 l'anticiclone russo

D - GLI EFFETTI DELLE ALPI

- d.1 l'influenza sul passaggio di un fronte freddo da nord-ovest
- d.2 se un fronte freddo estivo scavalca le Alpi ...
- d.3 il vento: oltre le Alpi
- d.4 Stau e Föhn
- d.5 il vento: attorno alle Alpi
- d.6 la Bora chiara
- d.7 la Bora scura
- d.8 la temperatura e la pressione durante la Bora
- d.9 lo Scirocco e il Libeccio verso le Alpi
- d.10 la quantità di precipitazioni sul Friuli-Venezia Giulia

E - LE CIRCOLAZIONI E I FENOMENI LOCALI

I venti locali

- e.1 l'osmosi pianura-montagna
- e.2 la brezza di monte
- e.3 la brezza di valle
- e.4 di buon mattino
- e.5 a metà mattinata
- e.6 verso metà giornata
- e.7 di pomeriggio
- e.8 di sera
- e.9 il vento trasversale in una valle
- e.10 la differente inerzia termica del mare e della terra
- e.11 la brezza di mare
- e.12 la brezza di terra
- e.13 la brezza mare-pianura-prealpi di giorno
- e.14 la brezza mare-pianura-prealpi di notte

I temporali

- e.15 le fasi di sviluppo di un temporale
- e.16 le fasi di sviluppo di un temporale (schemi)
- e.17 lo spaccato di un temporale maturo
- e.18 il temporale da fronte freddo
- e.19 il temporale da avvezione fredda in quota
- e.20 il temporale postfrontale
- e.21 il temporale di calore
- e.22 il temporale orografico trasportato
- e.23 la classificazione dei temporali

Le gelate

- e.24 l'irraggiamento notturno

La quota delle neviccate

- e.25 lo zero termico e le inversioni
- e.26 lo zero termico di giorno e di notte con cielo sereno
- e.27 lo zero termico di giorno e di notte con cielo coperto
- e.28 l'intensità della precipitazione
- e.29 l'ampiezza della valle
- e.30 la zona geografica
- e.31 l'andamento durante il passaggio di un sistema frontale
- e.32 l'accumulo della neve al suolo

F - LE SITUAZIONI TIPO E LA LORO POSSIBILE EVOLUZIONE

- f.1 le brezze montane e i temporali
- f.2 l'anticiclone persistente
- f.3 l'anticiclone d'intervallo; il fronte caldo estivo
- f.4 il postfrontale freddo
- f.5 il fronte in arrivo
- f.6 il fronte in partenza
- f.7 un tentativo di sintesi
- f.8 la prudenza non è mai troppa

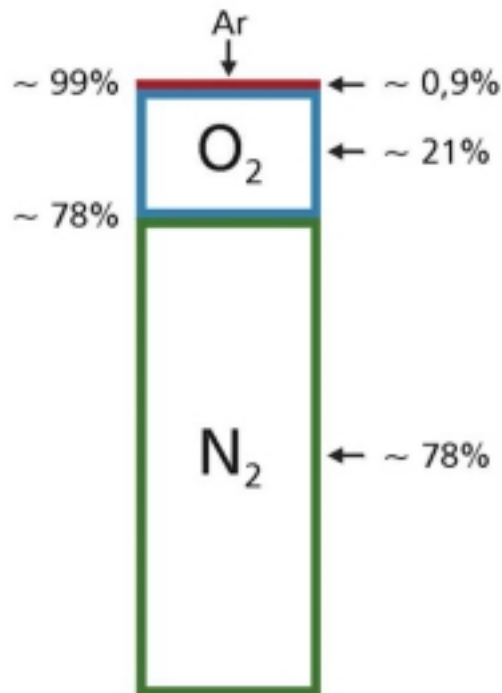


Le grandezze fondamentali

a.1

La composizione dell'atmosfera nei primi 100 km

L'atmosfera terrestre è costituita da una miscela di gas, che chiamiamo aria. L'aria è quindi composta da un'infinità di particelle, che sono le molecole dei gas che la compongono. Nella composizione standard o media dell'atmosfera secca, entro i primi 100 km dalla superficie terrestre, il gas prevalente è l'azoto (78% circa della massa); seguono l'ossigeno (circa 21%), l'argo (circa 0.9%) e molti altri. Uno dei componenti presenti in misura variabile è l'acqua, perlopiù in fase gassosa (vapor d'acqua): nei primi 10-15 km di atmosfera la sua concentrazione può variare all'incirca dallo 0% al 3%.

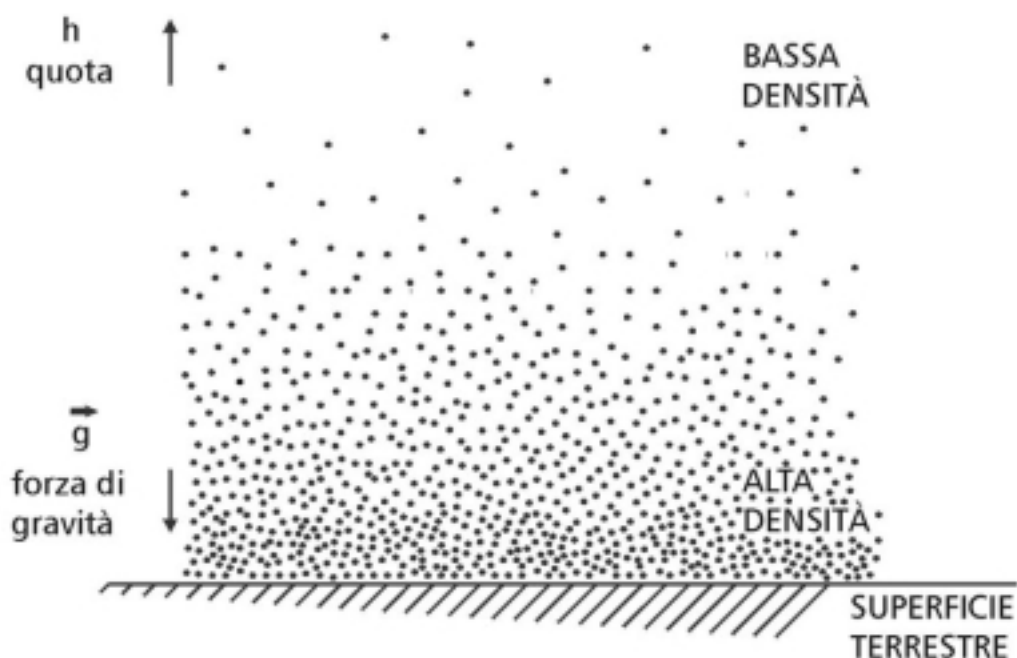


Nei primi 10-15 km, H₂O 0-3%

a.2 La densità

Anche se in genere non ce ne accorgiamo, l'aria è soggetta alla forza di gravità. Ogni particella d'aria è attirata dalla forza di gravità verso il centro della Terra e quindi l'aria si "accumula" verso il basso. Più precisamente, le particelle d'aria, che per effetto dell'agitazione termica si muovono continuamente e in quota hanno ciascuna a disposizione più spazio, vicino al terreno sono più fitte, più addensate, più vicine le une alle altre. La densità dell'aria, cioè il suo peso per metro cubo, che dipende dal numero di particelle per metro cubo, è quindi maggiore vicino al terreno e minore in quota.

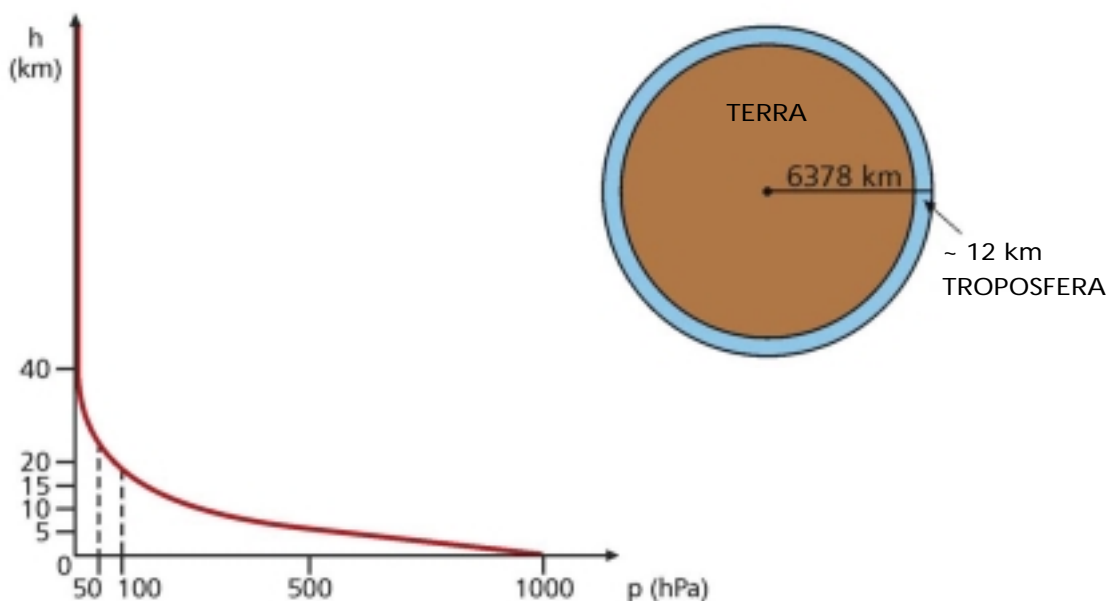
A parità di quota o di pressione l'aria fredda è più densa, cioè più pesante, di quella calda. Questo è dovuto alla minore agitazione termica delle particelle; esse quindi si muovono di meno e occupano meno spazio e in un certo volume ce ne stanno di più, per cui il volume pesa di più, cioè è più denso.



a.3 La pressione e lo strato atmosferico

Essendo soggetta alla forza di gravità, che, come abbiamo visto, attira ogni particella verso il centro della Terra, l'aria pesa; la pressione dell'atmosfera al suolo è uguale al peso di tutta la colonna d'aria che sta sopra un metro quadrato di superficie. Se ci innalziamo ad una certa quota e pesiamo la colonna d'aria che sta sopra un metro quadro di superficie, questo peso, cioè la sua pressione, è minore del precedente, poiché manca la parte sottostante della colonna.

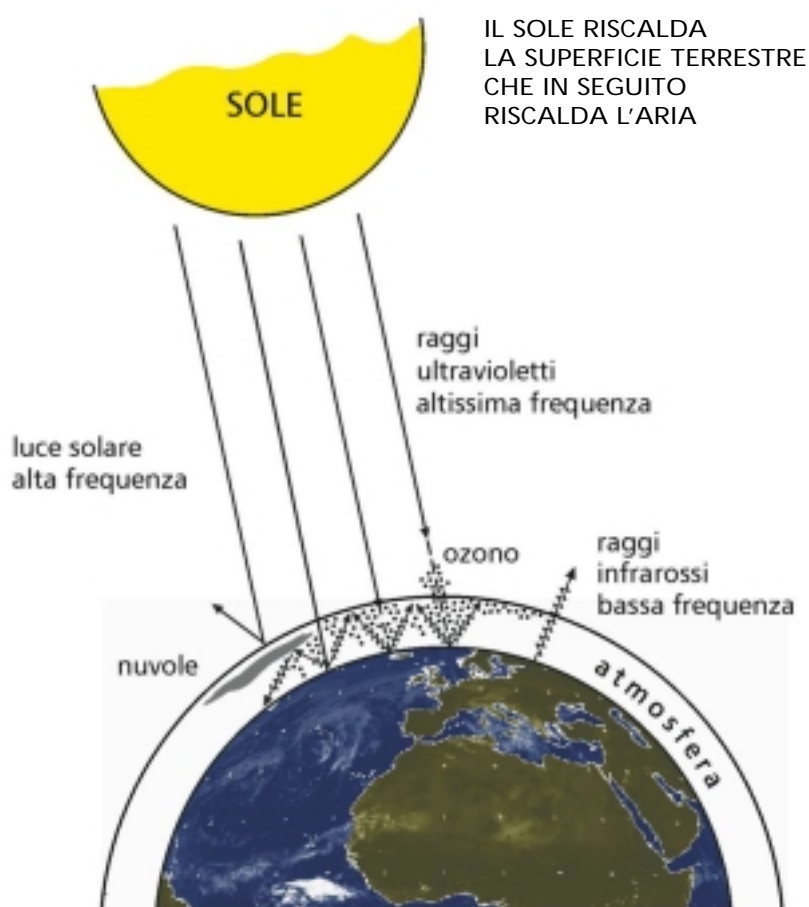
Dove c'è pressione atmosferica, c'è atmosfera, perché vuol dire che c'è peso più in alto, quindi aria; tuttavia, l'andamento verticale della pressione, illustrato in figura, fa capire che non è possibile definire esattamente dove "finisce" l'atmosfera (man mano che ci si innalza). Alcuni fenomeni atmosferici sono riscontrabili fino a distanze di molti raggi terrestri (1 raggio terrestre = ca. 6370 km); in pratica, se ci interessa la meteorologia, basta tener presente che in media nei primi 16 km di atmosfera, partendo dalla superficie terrestre, è concentrato il 90% circa della massa atmosferica.



fino a 60.000/70.000 km	IONOSFERA
fino a ~ 1.000 km	AURORE
fino a 400/600 km	GRAVITA'
100/300 km	METEORITI INCANDESCENTI
~ 80 km	DIFFUSIONE LUCE SOLARE

a.4 L'irraggiamento solare

Il Sole è la fonte di energia che mette in moto tutta la "macchina" atmosferica. I raggi solari perlopiù attraversano l'atmosfera quasi intatti e riscaldano la superficie terrestre, che riemette energia sotto forma di raggi infrarossi (calore sensibile). L'aria dunque non viene riscaldata dai raggi del Sole, dall'alto, bensì dal calore riemesso dalla superficie terrestre, dal basso. Ciò a causa della trasparenza dell'atmosfera alla gran parte della radiazione solare ad alta frequenza (raggi nel campo visibile) e della sua opacità a quella a bassa frequenza (raggi infrarossi). L'aria e le nuvole, quindi, assorbono bene i raggi infrarossi emessi dalla superficie terrestre riscaldata dal Sole, trattenendone l'energia. È il cosiddetto effetto serra. I raggi solari ultravioletti vengono invece assorbiti dall'ozono, che è uno dei componenti minori dell'atmosfera.

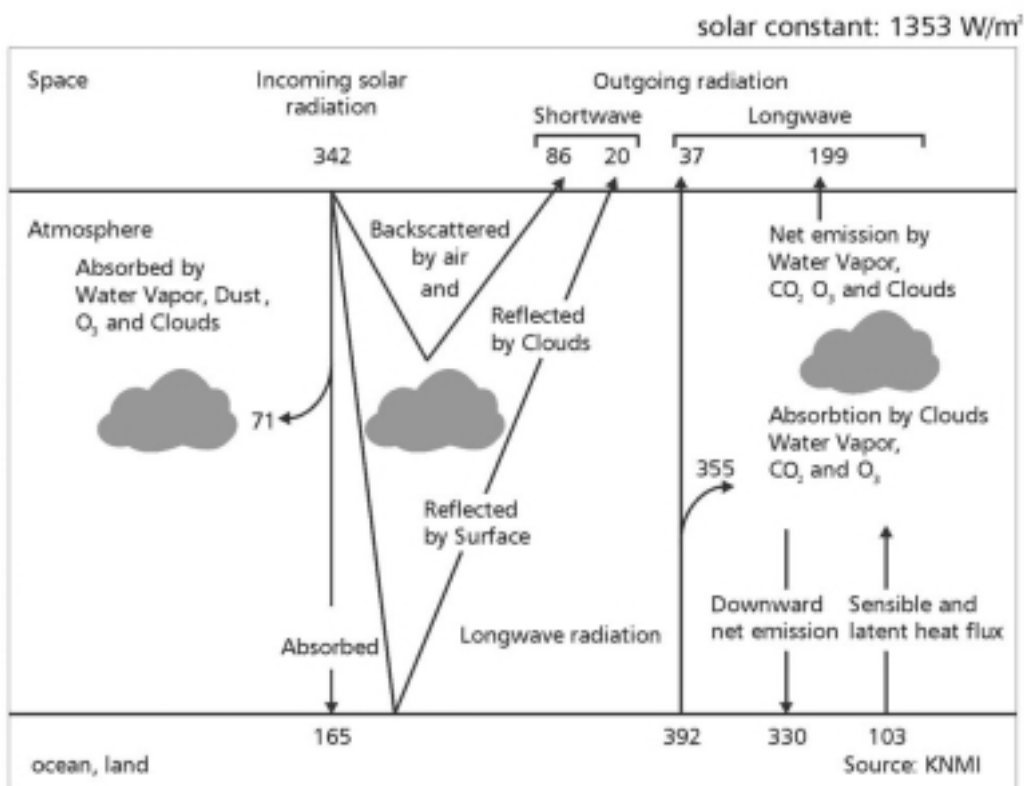


a.5 Il bilancio radiativo

La figura mostra con un po' di dettaglio il bilancio radiativo del sistema climatico terrestre.

È interessante notare:

- che questo bilancio pareggia sia al limite interno dell'atmosfera, con la superficie terrestre, sia a quello esterno, verso lo spazio;
- l'importanza del ruolo dell'atmosfera e, in particolare, del vapor d'acqua, delle nuvole, del biossido di carbonio (CO_2) e dell'ozono (O_3).



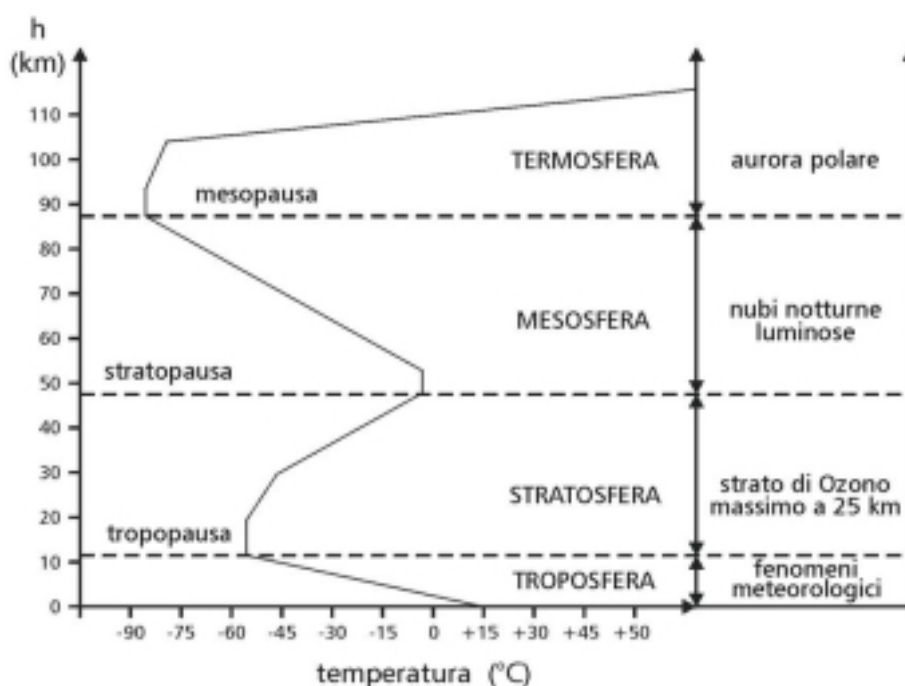
a.6 La struttura dell'atmosfera

Poiché l'aria viene riscaldata più dal basso, dalla Terra, che dal Sole direttamente, gli strati atmosferici più bassi, a contatto con la superficie terrestre, sono di solito i più caldi, mentre, man mano che ci si innalza, allontanandosi dal suolo, l'aria diviene più fredda.

Questo vale fino ad una certa quota; poi, per varie ragioni fisiche, la temperatura dell'atmosfera si innalza e si riabbassa più volte.

L'andamento verticale della temperatura viene utilizzato per suddividere l'atmosfera in varie sfere concentriche e quindi classificarla, come si vede nella figura.

Lo strato di interesse per la meteorologia, come abbiamo già visto, è il più basso, quello a contatto con la superficie terrestre: si chiama Troposfera e va dal suolo fino a circa 12 km di altezza. In questa fascia la temperatura, di solito, diminuisce progressivamente con la quota. A quote superiori ai 12 km la temperatura smette per la prima volta di diminuire.



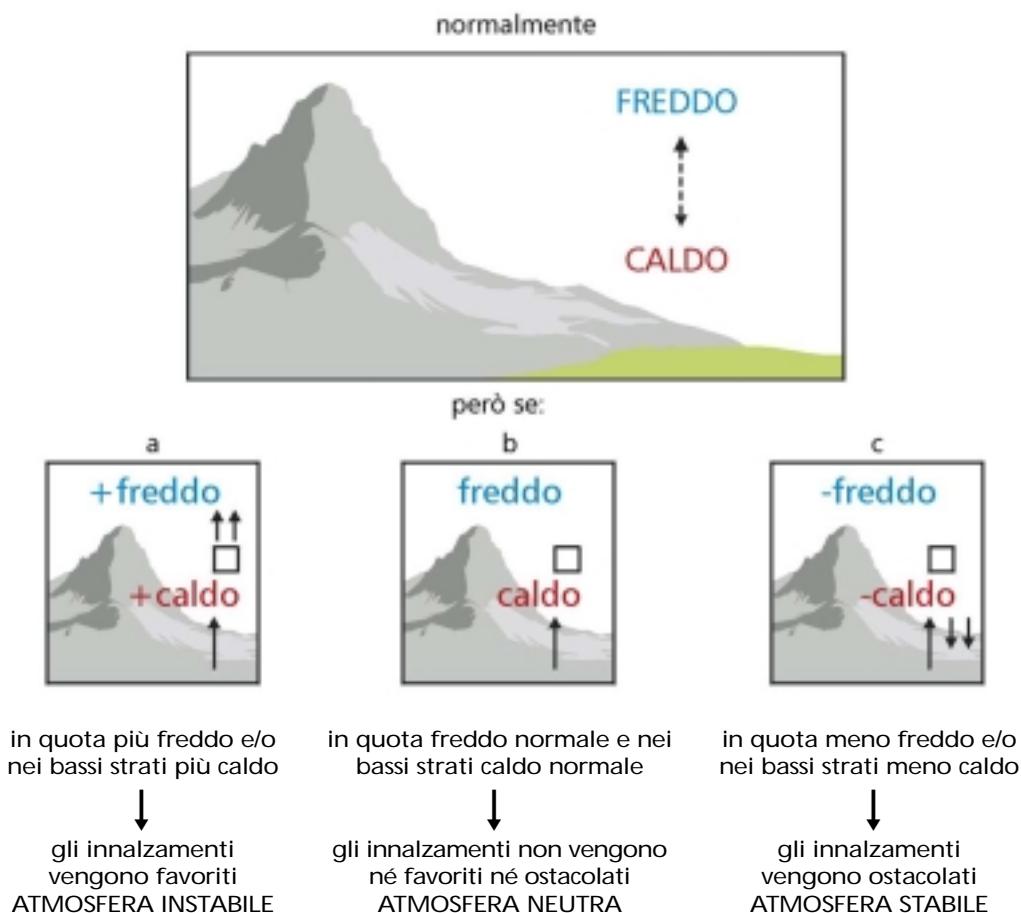
Struttura verticale dell'atmosfera secondo la "US-Standard-Atmosphere". Sono indicati i quattro strati principali dell'atmosfera e il profilo della temperatura media.

a.7 La stratificazione termica

Per quanto sopra, gli strati più bassi dell'atmosfera, quelli più vicini alla superficie terrestre, sono in condizioni normali i più caldi. Quindi all'aumentare della distanza dalla superficie terrestre, cioè della quota sul mare, di solito la temperatura diminuisce secondo una regola più o meno costante.

Possono però verificarsi delle condizioni meteo particolari: in quota può essere più freddo del normale e/o nei bassi strati più caldo (vedi figura, grafico a), oppure in quota può essere meno freddo del normale e/o nei bassi strati meno caldo (vedi figura, grafico c).

Nel primo caso (a) gli spostamenti verticali dell'aria, cioè gli innalzamenti, vengono favoriti e si dice che l'atmosfera è instabile; nel secondo caso (c) gli innalzamenti vengono ostacolati e si dice che l'atmosfera è stabile.



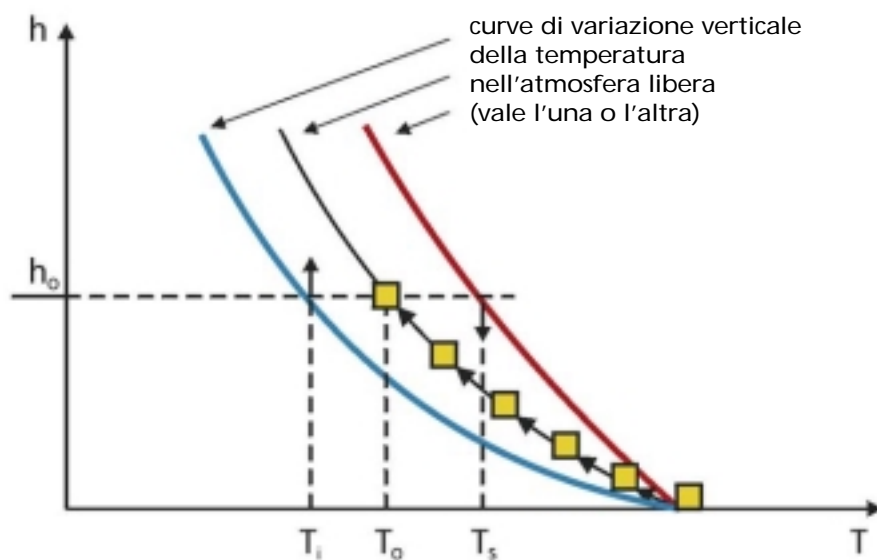
Il profilo verticale della temperatura

Perché avviene così?

Perché un volume d'aria costretto ad innalzarsi si trova in mezzo ad aria sempre meno densa e quindi si espande; l'espansione provoca un raffreddamento grossomodo fisso (detto adiabatico). Nel grafico questa diminuzione della temperatura T del volume all'aumentare della quota h è rappresentata dalla curva centrale, nera. Quando il volume arriva all'altezza h_0 è a temperatura T_0 .

Se l'aria circostante è più calda, cioè si trova a temperatura T_s , il volume è più freddo di essa, quindi più denso, cioè più pesante, e risente di una spinta verso il basso. Gli innalzamenti vengono allora smorzati o arrestati e l'atmosfera si dice stabile.

Viceversa, se l'aria circostante è più fredda, cioè si trova a temperatura T_i ,



Un volume d'aria innalzandosi si raffredda (adiabaticamente) e quando arriva all'altezza h_0 è a temperatura T_0 . Se l'aria circostante è più calda, cioè si trova a temperatura T_s , il volume è più freddo di essa, quindi più denso e più pesante, e risente di una spinta verso il basso. Gli innalzamenti vengono allora smorzati o arrestati e l'atmosfera si dice STABILE. Viceversa....

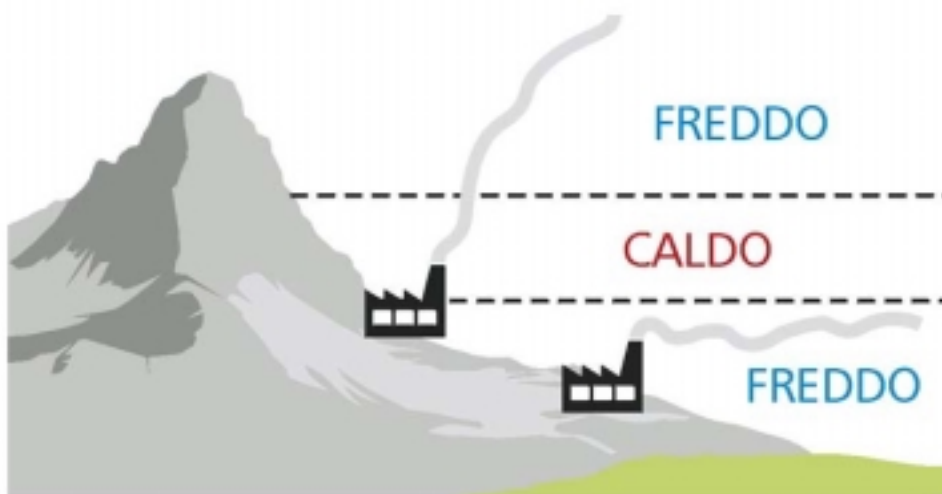
In particolari situazioni meteo può succedere che la normale diminuzione della temperatura con la quota non si verifichi. Talvolta può manifestarsi un aumento della temperatura con la quota: in quel caso si dice che si è formata un'inversione. Ciò si verifica quando

- nei bassi strati si accumula aria relativamente fredda e/o
- a mezza altezza arriva aria relativamente calda.

Allora l'atmosfera nei bassi strati è molto stabile quindi l'aria dei bassi strati resta intrappolata lì dov'è, con le possibili note conseguenze sulla formazione di foschie e nebbie, sull'accumulo di inquinanti, etc.....

L'INVERSIONE TERMICA

può succedere che:



INVERSIONE

nei bassi strati si accumula aria relativamente fredda
e/o
a mezza altezza arriva aria relativamente calda



l'atmosfera nei bassi strati è molto
STABILE



l'aria dei bassi strati resta intrappolata lì dov'è

a.10 L'umidità relativa

Un elemento fondamentale dell'aria (perché è alla base della formazione di nuvole e precipitazioni) è l'acqua che essa contiene.

In genere l'acqua si trova nell'aria sotto forma di vapore (vapore acqueo), che rende umida l'aria. È importante sapere quanto vapore c'è nell'aria, cioè quanto è umida l'aria. Ci sono vari modi per misurare l'umidità dell'aria; il più diffuso è la misura dell'umidità relativa (UR).

Cosa si intende per "umidità relativa"?

Immaginiamo (vedi figura) di prendere un certo volume d'aria e - mantenendo fissa la temperatura - di "spruzzarci" dentro del vapor d'acqua. Ad un certo punto il vapor d'acqua condensa, cioè l'acqua che c'è nell'aria da gas diventa liquida e si formano delle goccioline.

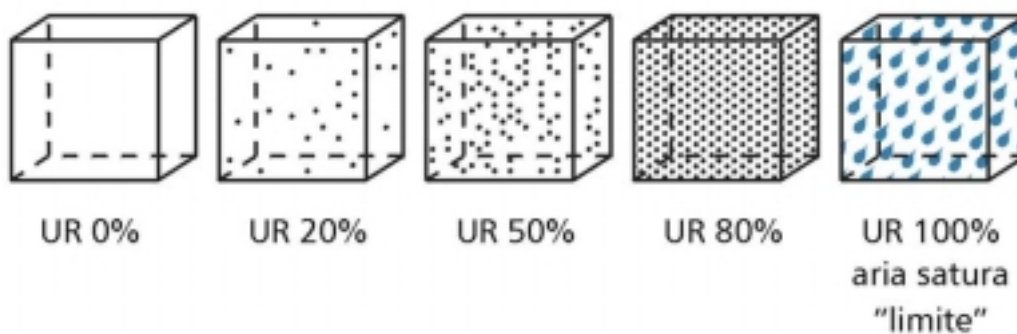
Ecco, a quel punto abbiamo raggiunto il limite, perché l'aria non può più contenere altro vapore senza farlo condensare.

Si dice allora che l'aria è satura e che l'umidità relativa è al 100%.

Quando c'è meno vapore nell'aria, l'umidità relativa è inferiore e si indica con la percentuale di quell'umidità che porta alla saturazione, cioè con la percentuale della quantità limite di vapore che l'aria può contenere senza condensare.

L'UMIDITÀ RELATIVA

A TEMPERATURA COSTANTE



aggiunta continua di vapore al volume d'aria



limite: UR 100%, saturazione



condensazione → nuvole, nebbie

l'umidità relativa è la percentuale della quantità "limite" di vapore



umidità



acqua nell'aria

a.11

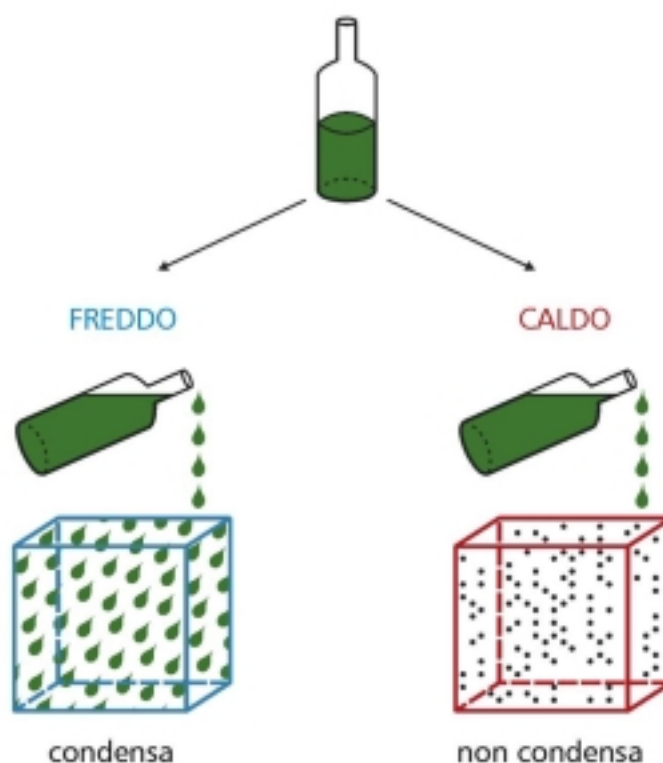
La relazione umidità relativa-temperatura

L'umidità relativa dipende dalla temperatura.

La stessa quantità di acqua, sotto forma di vapore, se viene immessa in un volume d'aria sufficientemente fredda condensa; se viene immessa in un volume d'aria più calda, no.

Ecco che nel primo caso l'umidità relativa è del 100%, nel secondo caso è inferiore. In altre parole, la capacità dell'aria di contenere vapore senza farlo condensare aumenta all'aumentare della temperatura.

Viceversa, un raffreddamento dell'aria fa diminuire questa capacità e porta alla condensazione.



Più l'aria è calda, maggiore è la capacità di contenere vapore senza farlo condensare, cioè più alto è il "limite"

a.12 La formazione delle nubi e delle precipitazioni

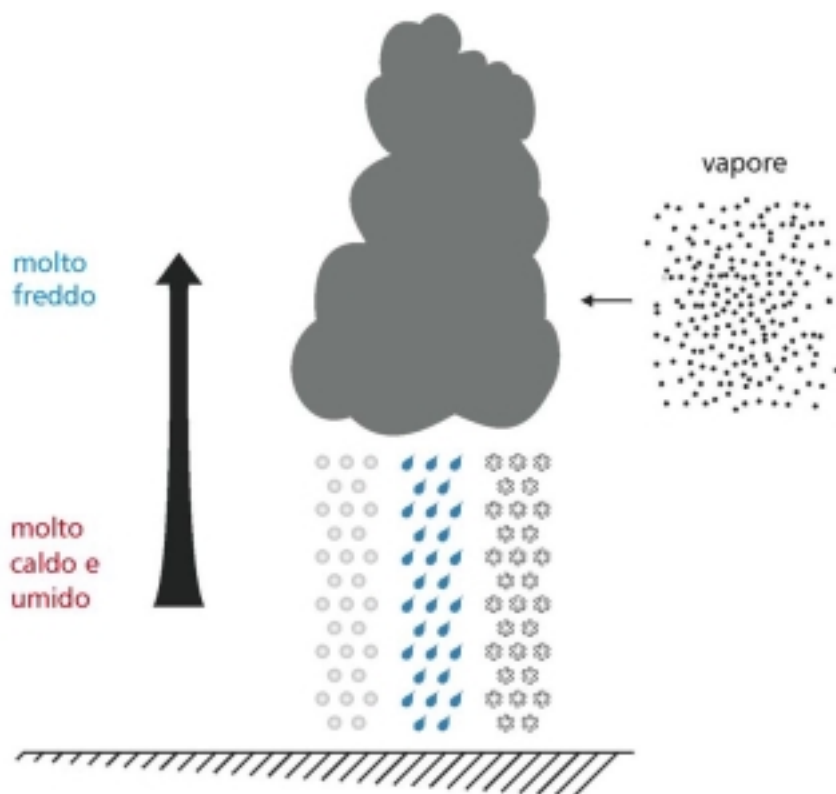
Quando condensa molto vapore le goccioline d'acqua diventano sempre più numerose, formando le nuvole (o le nebbie, cioè nuvole a contatto con il suolo). Le nuvole sono dunque zone dell'atmosfera in cui è presente acqua non solo allo stato gassoso, come vapore, ma anche allo stato liquido (o solido, se la temperatura è sufficientemente bassa). Se il processo continua, le goccioline divengono sempre più grosse e pesanti. Ad un certo punto, saranno così pesanti che i moti verticali dell'aria che hanno generato la nube non riescono più a trattenerle in volo e cominciano a cadere al suolo: sono le precipitazioni.

In sintesi, si hanno precipitazioni:

- quando c'è una continua aggiunta di vapore nell'aria e/o
- quando l'aria si raffredda abbastanza (ad es. per sollevamento → espansione).

In particolare, se il raffreddamento avviene per sollevamento di aria calda, che quindi può contenere molto vapore, e ancor più se in quota si trovano strati di aria molto fredda (→ instabilità), per cui l'aria si solleva - e quindi si raffredda -

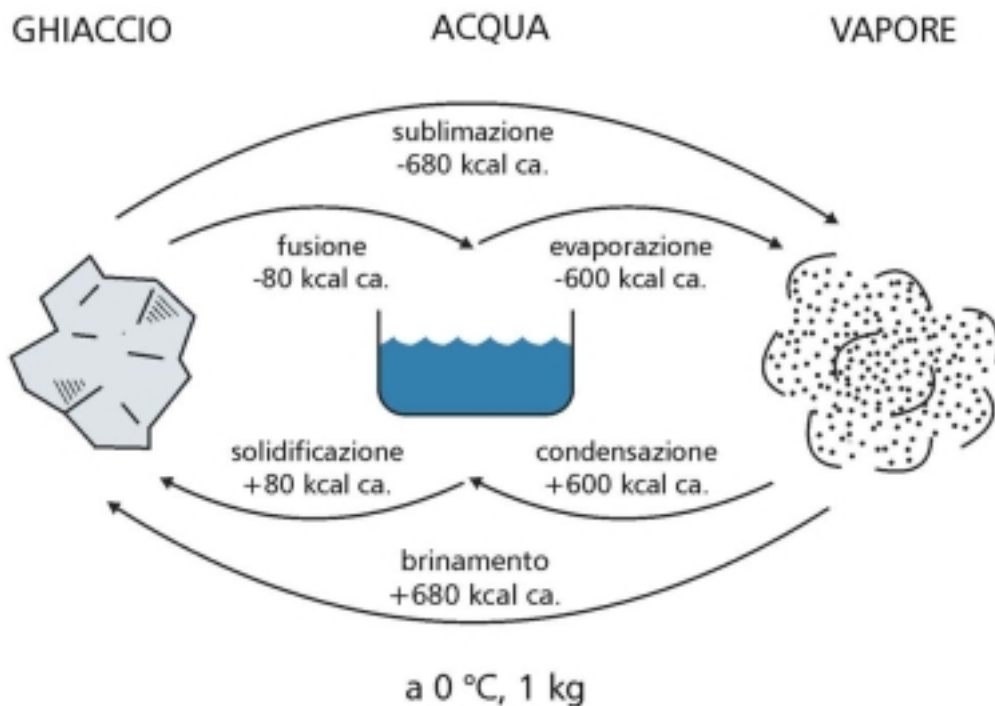
tanto e velocemente, allora la condensazione può essere rapida e abbondante e si possono avere precipitazioni anche molto intense (ad es. piogge temporalesche, grandine).



a.13 I passaggi di stato dell'acqua

L'acqua si può trovare sotto forma di solido (ghiaccio), liquido o gas (vapore), e può trasformarsi da uno di questi stati all'altro, anche in seguito a fenomeni o variazioni meteorologiche.

Durante queste trasformazioni assorbe o emette del calore (cioè energia, assorbita o emessa per la diversa forza dei legami intermolecolari). Questo calore a sua volta influenza i fenomeni meteorologici in corso (vedi più avanti, ad es. stau o föhn).





La circolazione generale e i sistemi frontali

b.1

La terra dal cielo

Visto così, dal satellite (vedi figura a fianco), questo confuso *puzzle* di zone nuvolose (bianche) e zone di sereno (che nella foto si vedono blu o marroni) che copre la superficie della Terra potrebbe apparire senza logica.

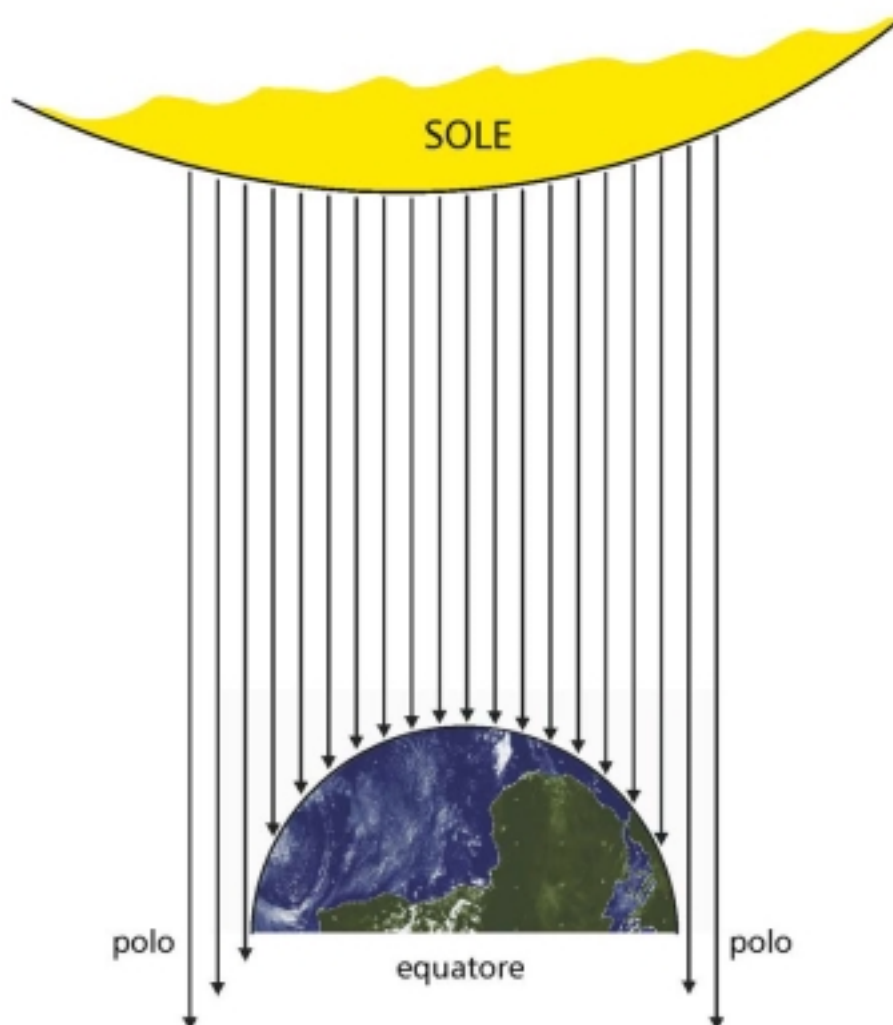
Ma in realtà una logica e una certa regolarità ci sono, pur nella infinita fantasia delle manifestazioni naturali.



b.2 Lo scompenso termico equatore-poli

È il Sole che, inviando la sua energia sulla Terra, mette in moto tutta l'atmosfera. Poiché i raggi solari sono (circa) perpendicolari nelle zone equatoriali, mentre verso i poli sono molto inclinati, l'energia - cioè il calore - ricevuta dalla Terra per unità di superficie è molto maggiore all'equatore che ai poli.

La circolazione atmosferica ha la funzione di riequilibrare la distribuzione del calore sulla superficie terrestre: se essa non intervenisse, le zone equatoriali sarebbero molto più calde e quelle polari molto più fredde di quanto non siano in realtà (che è già abbastanza).



b.3 La cella equatoriale e quella polare

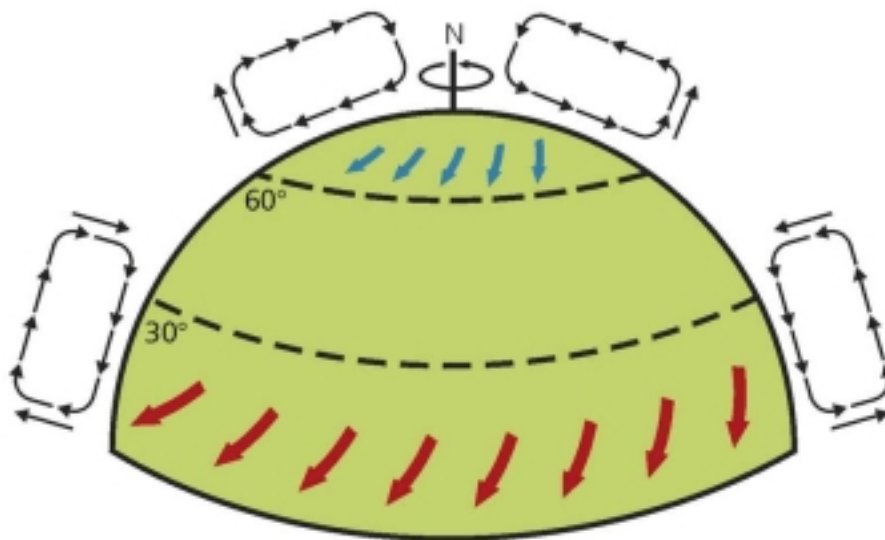
Ma la natura tende all'equilibrio e cerca continuamente di mandare calore dall'equatore verso i poli.

Il modo più efficiente per farlo è di spostare aria calda dall'equatore verso i poli, per farle "scaricare" lì il calore, raffreddandosi, e farla tornare - fredda - all'equatore, per "ricaricarsi".

In realtà le cose si complicano e questo "giro d'aria", che si chiama "cella", si spezza.

Si osservano una cella equatoriale, che fa girare l'aria fra l'equatore e i tropici, e una cella polare, fra il polo e il 60° nord circa.

(D'ora in avanti si tratterà solo dell'emisfero nord, dato che in quello sud succedono gli stessi fenomeni.)

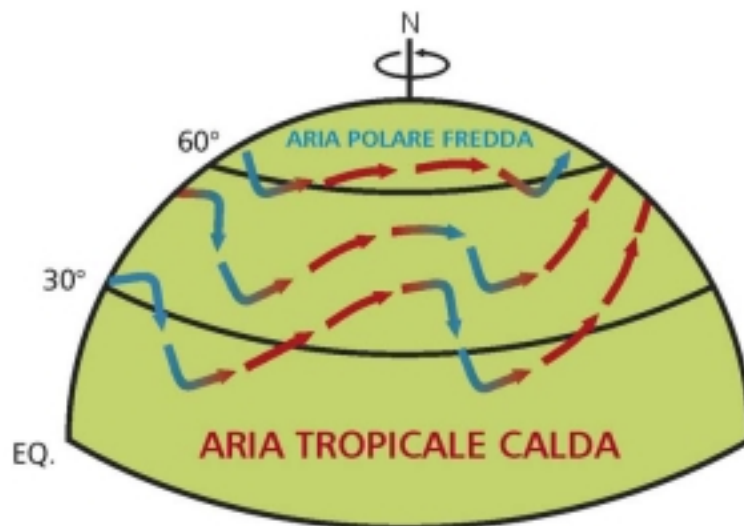


b.4

Le correnti occidentali delle medie latitudini in quota

Cosa succede in mezzo, alle cosiddette "medie latitudini", cioè fra il 30° e il 60° nord circa?

Alle medie latitudini avviene l'incontro e il mescolamento fra l'aria fredda polare, che si spinge verso sud, e l'aria calda tropicale, che si spinge verso nord. Queste "incursioni" fredde verso sud e calde verso nord vengono poi deviate verso destra per effetto della rotazione terrestre. Si formano così, in quota, delle correnti che, con oscillazioni alternate, girano tutto attorno alla Terra: sono le "correnti occidentali delle medie latitudini".

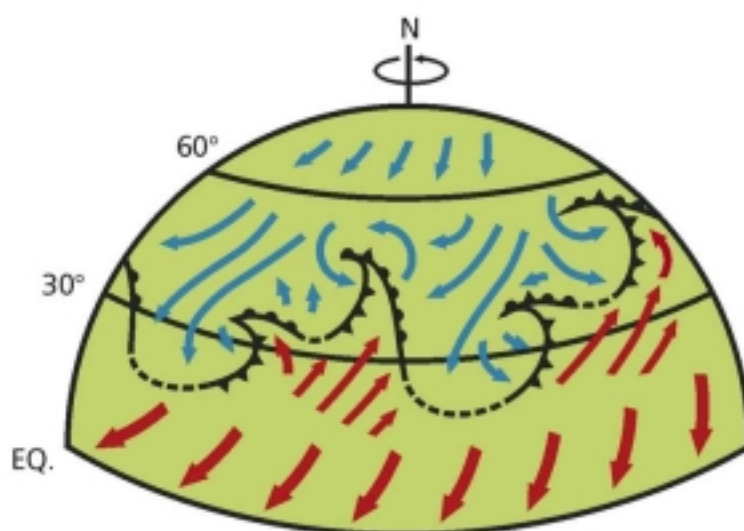


b.5

Le correnti occidentali delle medie latitudini nei bassi strati

Nei bassi strati atmosferici, vicino al terreno e a causa dell'attrito con esso, l'andamento delle correnti non è così continuo; il flusso è più irregolare e le masse d'aria calda e fredda tendono a mescolarsi poco, mantenendo la propria individualità e "scontrandosi" lungo delle linee, dette "fronti". Anche i venti al suolo rispecchiano questa struttura.

L'unione di queste linee forma un'unica linea di demarcazione che idealmente gira attorno a tutta la Terra e si chiama "fronte polare".



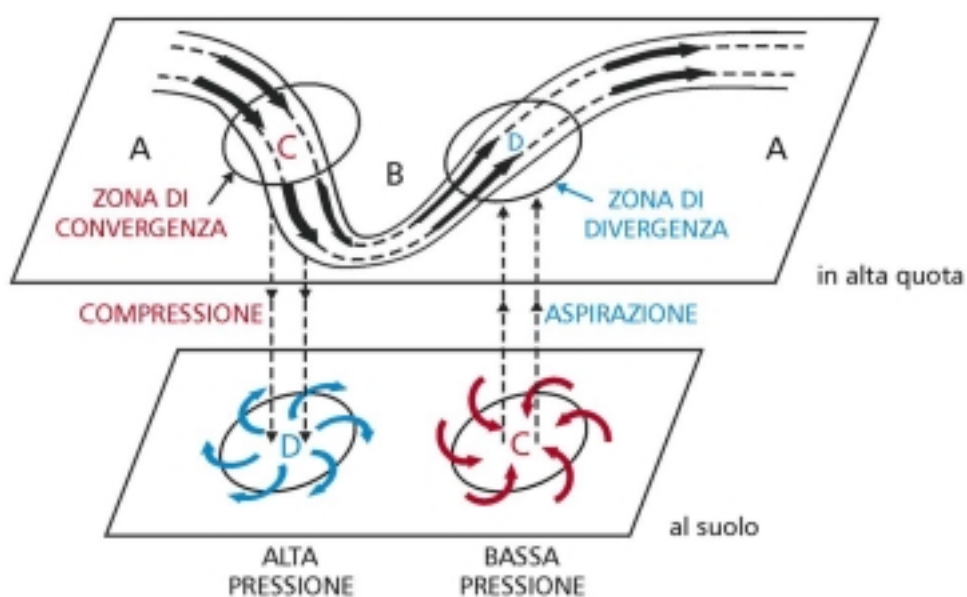
b.6

Il getto in quota e la formazione di cicloni e anticicloni al suolo

In seno alle correnti occidentali delle medie latitudini, a quote di solito superiori agli 8000 metri, ci sono dei tratti dove esse si restringono e il vento raggiunge velocità molto elevate (ben oltre i 100 km/h), come se fossero dei tubi in cui l'aria corre moltissimo: sono le correnti a getto.

Nella zona di ingresso di questi tratti, "dietro" ad essi, l'aria viene come risucchiata dentro al tubo, cioè converge verso l'ingresso, e subisce quindi un'accelerazione e una compressione. Così facendo essa schiaccia verso il basso l'aria sottostante, che prende a scendere e ad accumularsi al suolo. Si forma dunque una zona di alta pressione al suolo, poiché c'è un accumulo d'aria e quindi di peso. Essendo accumulata in una zona, l'aria tende naturalmente a sfuggire da quella zona stessa, verso le zone circostanti, dove c'è meno accumulo e "si sta più larghi". In altri termini, al suolo l'aria diverge.

Il contrario avviene in corrispondenza della zona di uscita del getto, "davanti" ad esso: in quota l'aria rallenta, diverge e si espande; così facendo richiama aria dal basso e crea al suolo una zona dove c'è relativamente poca aria, poiché viene continuamente sollevata. Là, quindi, la pressione è bassa ed essendo una zona con aria diradata, l'aria delle zone circostanti vi viene attirata, vi converge.



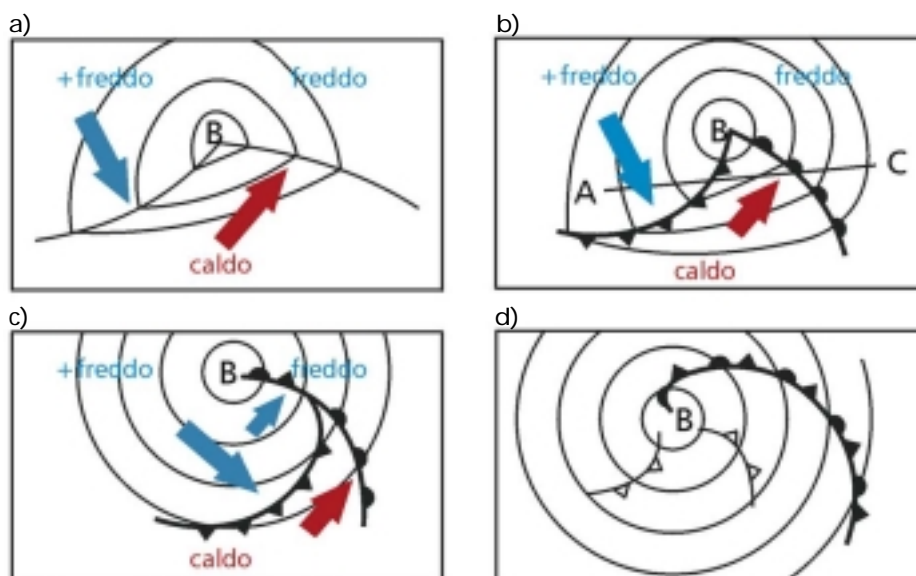
b.7 Il sistema frontale

Come si genera nei bassi strati la struttura ondulata, ad archi, del fronte polare? Inizialmente il fronte è poco incurvato.

Ma, per mantenere il sistema terrestre in equilibrio, bisogna ottimizzare lo scambio di calore fra equatore e poli e quindi l'aria più fredda preme verso sud e quella calda verso nord. In alcuni tratti del fronte prevale l'uno - fronte freddo -, in altri l'altra - fronte caldo -.

Il fronte, nei due tratti, si incurva nelle due direzioni (vedi riquadro a). L'aria comincia a ruotare attorno al punto di incontro dei due fronti e si forma una depressione (riquadro b). Poiché l'aria fredda di solito è più veloce di quella calda, il fronte freddo tende a raggiungere quello caldo (riquadro c).

Quando lo raggiunge l'aria del settore caldo viene sospinta del tutto verso l'alto e al suolo aria più fredda avanza verso aria un po' meno fredda. Il fronte è "occluso". A questo punto la depressione tende a scomparire, o perché viene riassorbita dalle correnti occidentali, o perché si isola da esse e si colma lentamente (riquadro d). Il fronte polare, nel frattempo, si è spostato, tornando più rettilineo, e un nuovo ciclo può ricominciare.



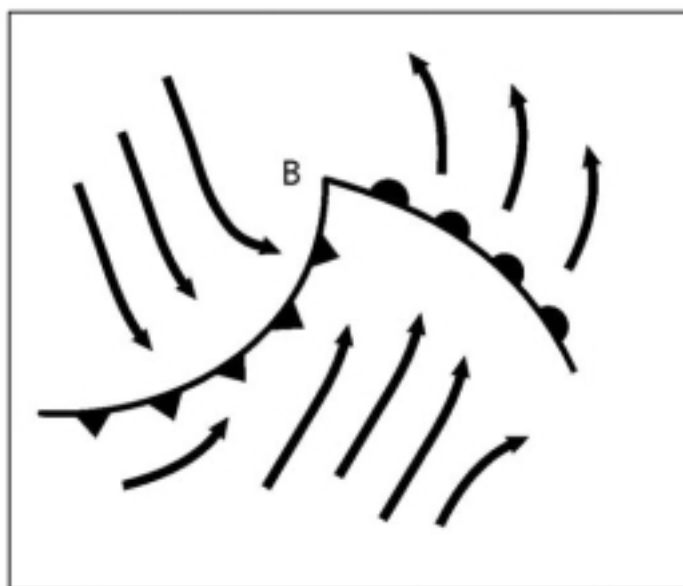
fase finale non sempre raggiunta
saccatura ↔ ciclone
ciclone più probabile sul Mediterraneo

b.8 I venti in un sistema frontale

Ecco in dettaglio l'andamento dei venti al suolo che accompagnano un sistema frontale (cioè fronte freddo + fronte caldo) maturo (figura b.7, riquadro b).

I venti caldi e freddi spingono dietro ai rispettivi fronti, quasi perpendicolarmente ad essi.

situazione al suolo



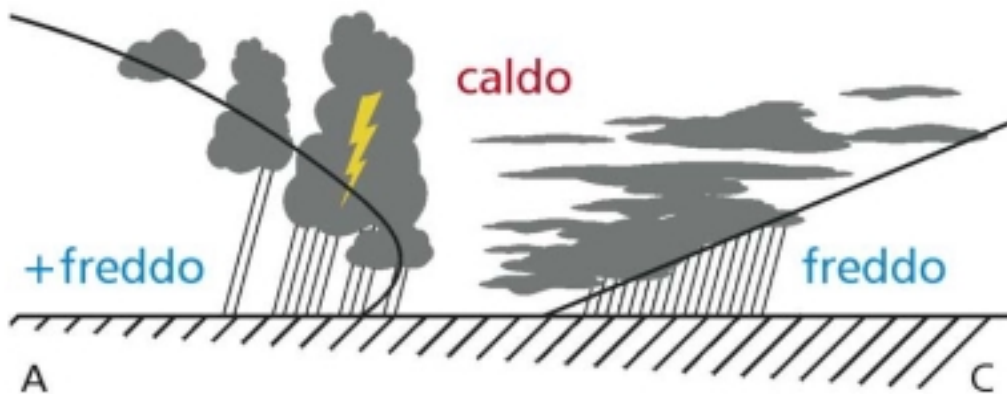
b.9

Lo spaccato di un sistema frontale

La figura mostra il sistema frontale lungo la sezione verticale A-C del riquadro b della figura b.7.

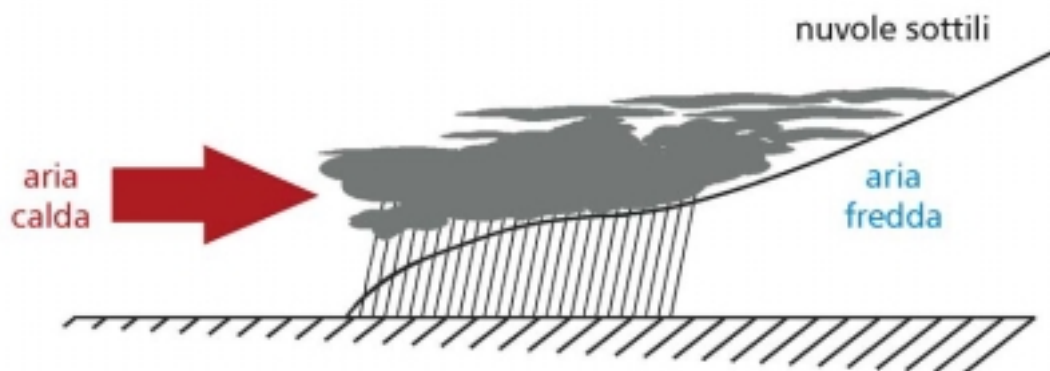
I due fronti sono molto differenti: quello caldo è una superficie quasi piatta e inclinata in avanti; quello freddo è una superficie con una punta che si spinge in avanti, ma che poi si curva e si inclina all'indietro.

sezione verticale sulla direttrice A-C della figura b.7



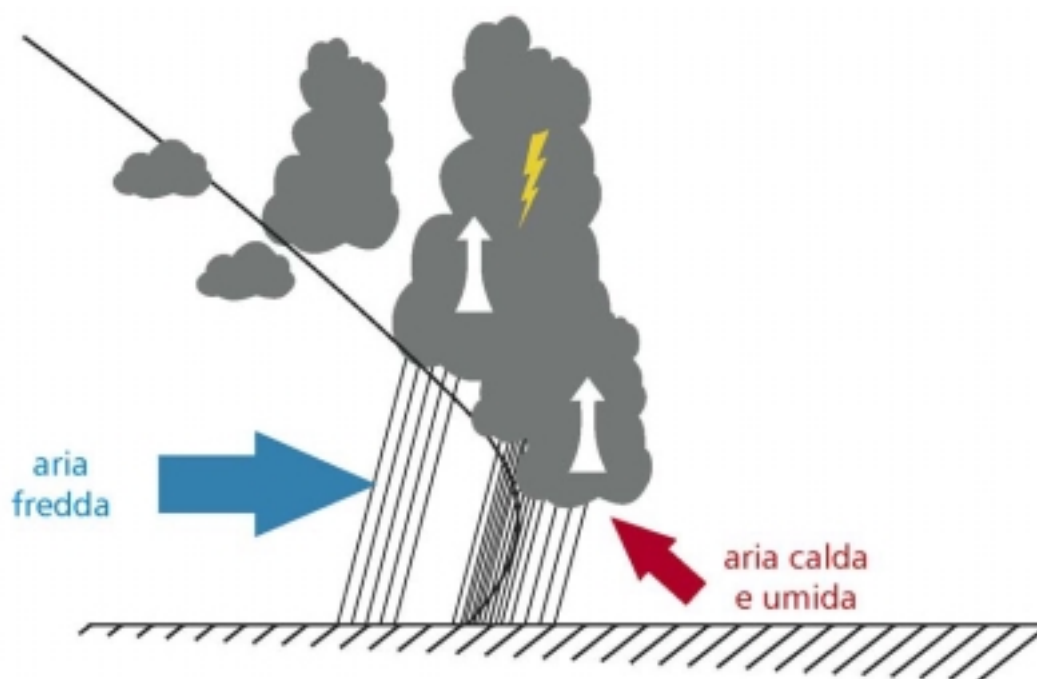
b.10 Lo spaccato di un fronte caldo

L'aria calda, che è meno densa e quindi più leggera, avanza scivolando sopra quella fredda. Avanzando, si innalza, si espande, si raffredda e fa condensare il vapore che contiene formando nuvole perlopiù stratiformi, prima sottili, poi via via più spesse e compatte. Le piogge che esse generano sono gradualì, inizialmente deboli, poi progressivamente più abbondanti, di tipo continuo.



b.11 Lo spaccato di un fronte freddo

L'aria fredda, essendo più densa e quindi più pesante, si incunea sotto all'aria calda preesistente e la solleva bruscamente. L'aria calda, in genere umida, sollevandosi si espande e si raffredda, facendo condensare il vapore che contiene e formando nuvole cumuliformi. Le piogge che esse generano sono in genere intense ma discontinue, anche temporalesche in estate.

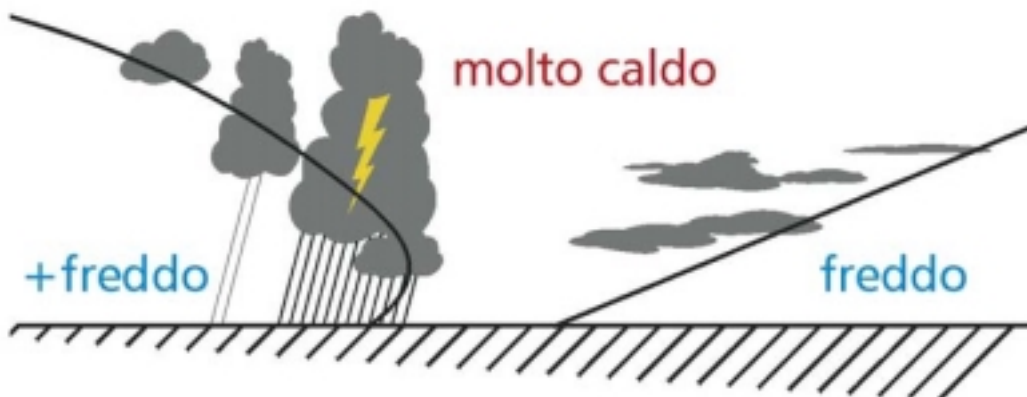
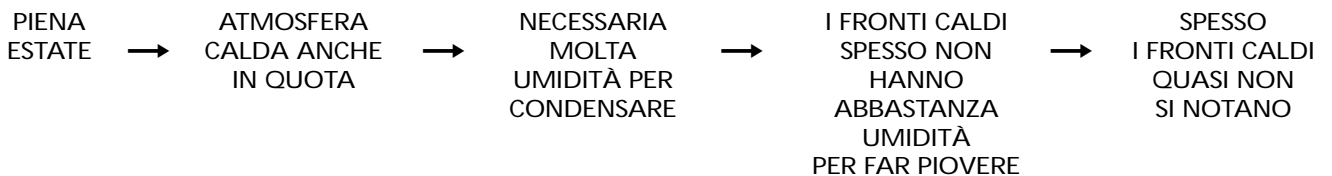


b.12 Come può presentarsi un sistema frontale in estate

La figura mostra il caso particolare di un sistema frontale in piena estate, con aria molto calda. Proprio perché l'aria è molto calda, è necessario molto vapore per arrivare alla condensazione. Spesso la quantità di vapore non è sufficiente e allora il fronte caldo quasi non si nota, se non per una velatura del cielo, e il fronte freddo arriva improvviso - e spesso inaspettato.

Inoltre, d'estate il terreno è molto caldo e quando arriva una massa d'aria dall'Atlantico è probabile che essa sia più fresca e che quindi si presenti direttamente con le caratteristiche del fronte freddo.

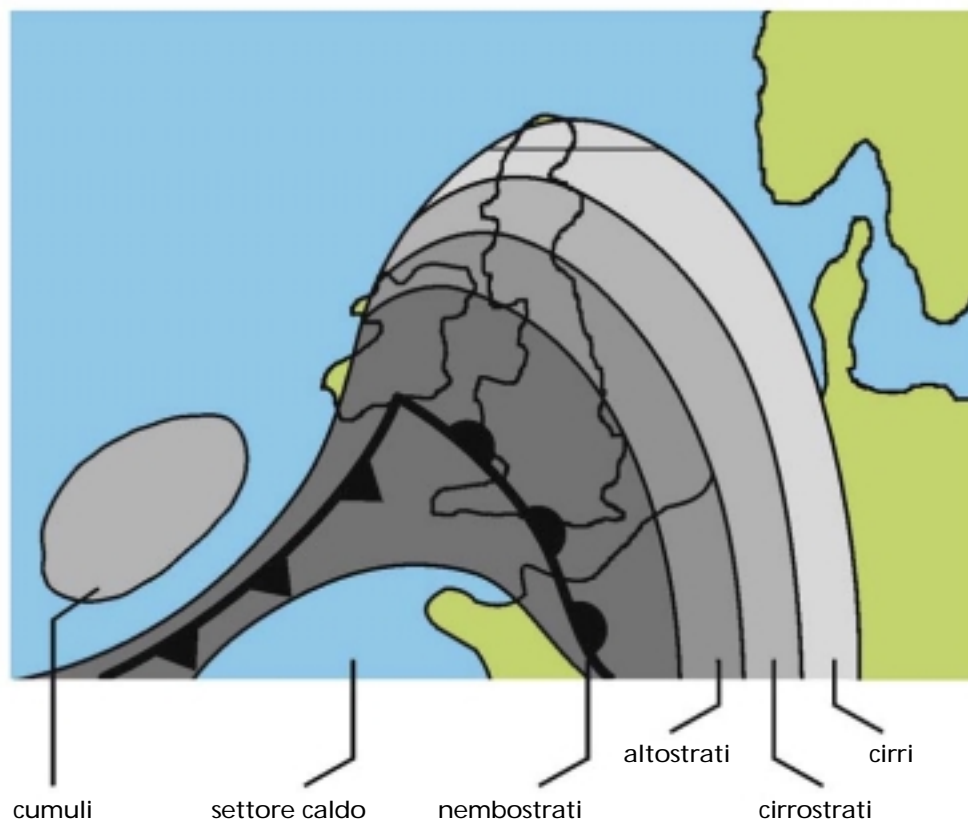
Analogo è il caso dell'occlusione: quando il fronte freddo ha raggiunto quello caldo, essi si presentano insieme, a volte con scarso preavviso.



→ IN PRATICA SI NOTA SOLO IL PASSAGGIO DEL FRONTE FREDDO, IMPROVVISAMENTE

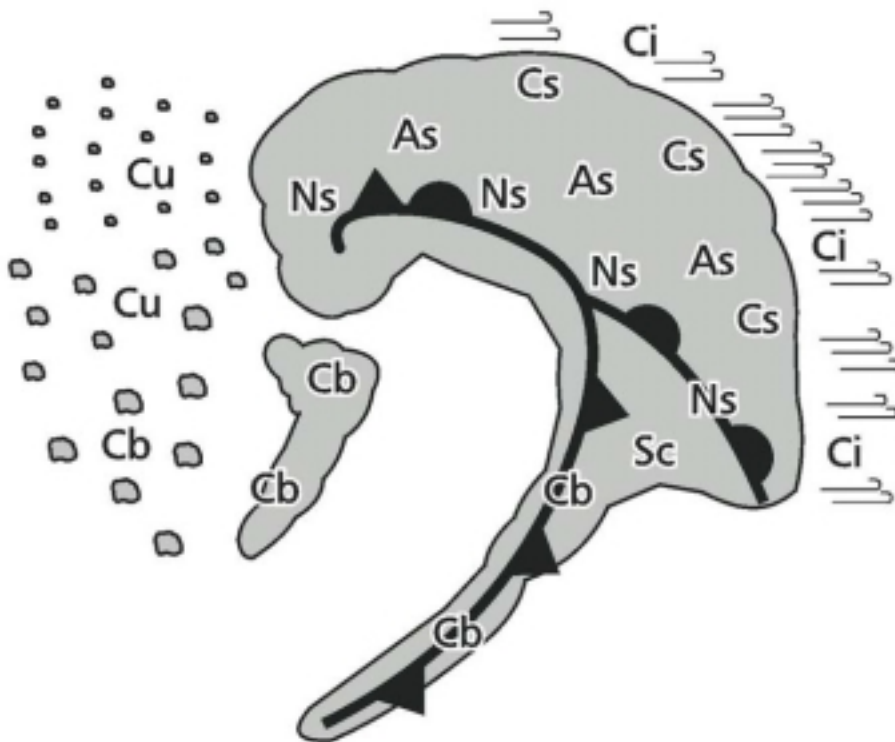
b.13 I tipi di nube in un sistema frontale (per fasce)

La figura mostra la rappresentazione della disposizione tipica delle nubi in un sistema frontale: le prime nuvole, le più avanzate, davanti al fronte caldo, sono i cirri; seguono poi in successione, via via più spesse, i cirrostrati, gli altostrati e infine i nembostrati. Nel settore caldo possiamo trovare degli stratocumuli. Il fronte freddo è composto da cumuli e, specie d'estate, cumulonembi, le nubi del temporale.



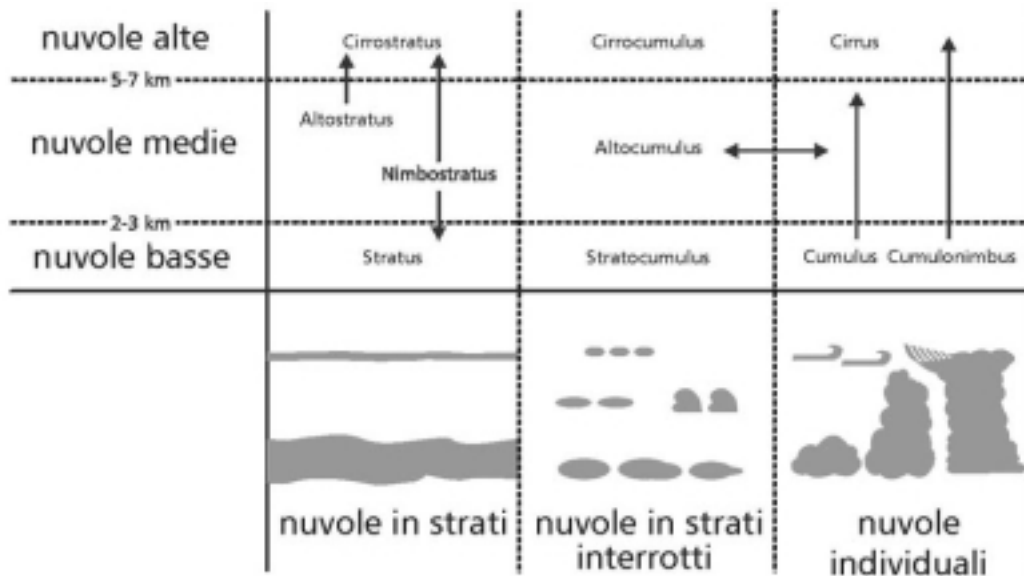
b.14 I tipi di nube in un sistema frontale (per simboli)

La medesima rappresentazione della figura precedente può essere ottenuta identificando le nubi con dei simboli: le prime nuvole ad arrivare sono i cirri (Ci), poi seguono, in successione, i cirrostrati (Cs), gli altostrati (As) e infine i nembostrati (Ns). Nel settore caldo possiamo trovare degli stratocumuli (Sc). Il fronte freddo è composto da cumuli (Cu) e, specie d'estate, cumulonembi (Cb), le nubi del temporale.



b.15 La classificazione delle nubi

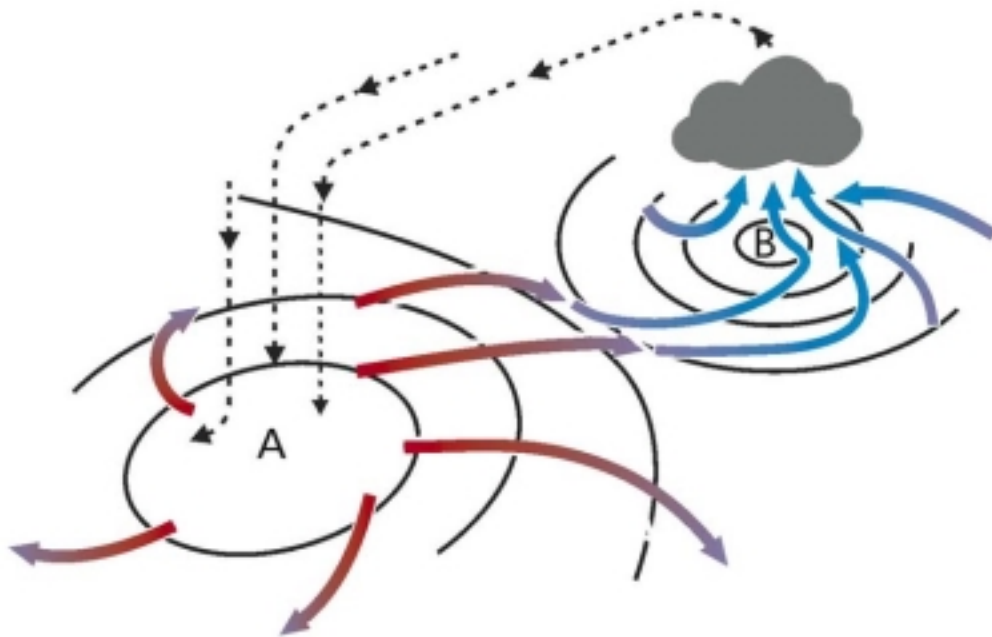
Lo schema riporta un esempio di classificazione delle nubi. Come si può notare, le distinzioni principali sono fra nubi in strati e nubi individuali e fra nubi alte, medie e basse.



Secondo la classificazione internazionale, le nuvole si dividono in 10 gruppi principali, in base alla loro forma e altitudine. Le frecce verticali indicano un'estensione verticale su più livelli. Gli altocumuli possono apparire sia come nuvole individuali che in strati interrotti.

b.16 La circolazione fra ciclone e anticiclone

Come già visto in precedenza, in una zona di alta pressione c'è un eccesso, un accumulo d'aria (che generalmente viene compressa dall'alto); viceversa, in una zona di bassa pressione manca aria poiché viene sottratta dall'alto. Allora, per compensare questo squilibrio, l'aria tende naturalmente a muoversi dalle zone di alta pressione verso quelle di bassa pressione. Il movimento, tuttavia, non è diretto: a causa dell'attrito e della rotazione terrestre, nell'emisfero nord il moto viene deviato in senso orario attorno agli anticicloni (alte pressioni) e antiorario attorno ai cicloni (basse pressioni), assumendo un andamento obliquo rispetto alla direzione radiale.



circolazioni cicloniche (senso antiorario) e anticicloniche (senso orario) e movimenti verticali ad esse connessi

Cicloni e anticicloni dinamici e termici

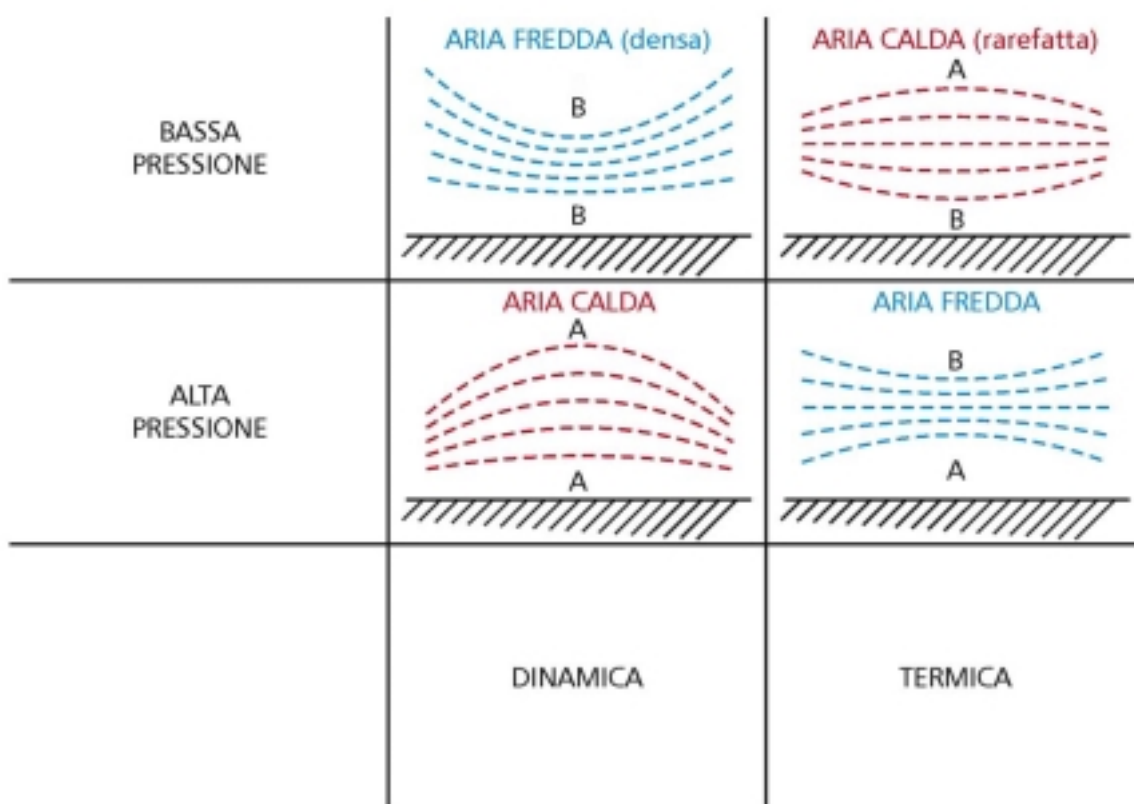
Sinora abbiamo esaminato i cicloni e gli anticicloni cosiddetti "dinamici", cioè legati alla circolazione generale dell'atmosfera. Gli anticicloni dinamici (alte pressioni) corrispondono a masse d'aria calda che si spingono verso nord con convergenza in quota, producendo una compressione verso il basso e un accumulo al suolo. Essendo l'aria calda, essa è poco densa e quindi il gradiente di diminuzione della pressione con la quota è scarso. L'alta pressione al suolo rimane pertanto alta pressione anche in quota.

Viceversa, i cicloni (basse pressioni) corrispondono a masse d'aria fredda che si spingono verso sud con divergenza in quota, producendo un richiamo dal basso e quindi una rarefazione al suolo. Essendo l'aria fredda, essa è molto densa e quindi il gradiente di diminuzione della pressione con la quota è elevato. La bassa pressione al suolo rimane pertanto bassa pressione anche in quota.

Vi sono, però, anche cicloni e anticicloni che hanno un'origine prettamente termica, cioè dovuti alla temperatura del suolo e dei bassi strati, e che hanno quindi anche una struttura verticale diversa. Un anticiclone termico è un aumento della pressione al suolo dovuto ad un forte raffreddamento del suolo stesso e dell'aria più prossima ad esso. Quest'aria, essendo fredda, è pesante e fa aumentare la pressione, ma ha un gradiente di diminuzione della pressione con la quota assai elevato. L'alta pressione al suolo diviene pertanto pressione bassa o normale in quota.

Viceversa, un ciclone termico è generato da una diminuzione della pressione al suolo dovuta ad un forte riscaldamento del suolo stesso e dell'aria più prossima ad esso. Quest'aria, essendo calda, è leggera e fa diminuire la pressione, ma ha un gradiente di diminuzione della pressione con la quota assai basso. La bassa pressione al suolo diviene pertanto pressione alta o normale in quota.

CICLONI E ANTICICLONI DINAMICI E TERMICI





I fronti e gli anticicloni sull'Europa

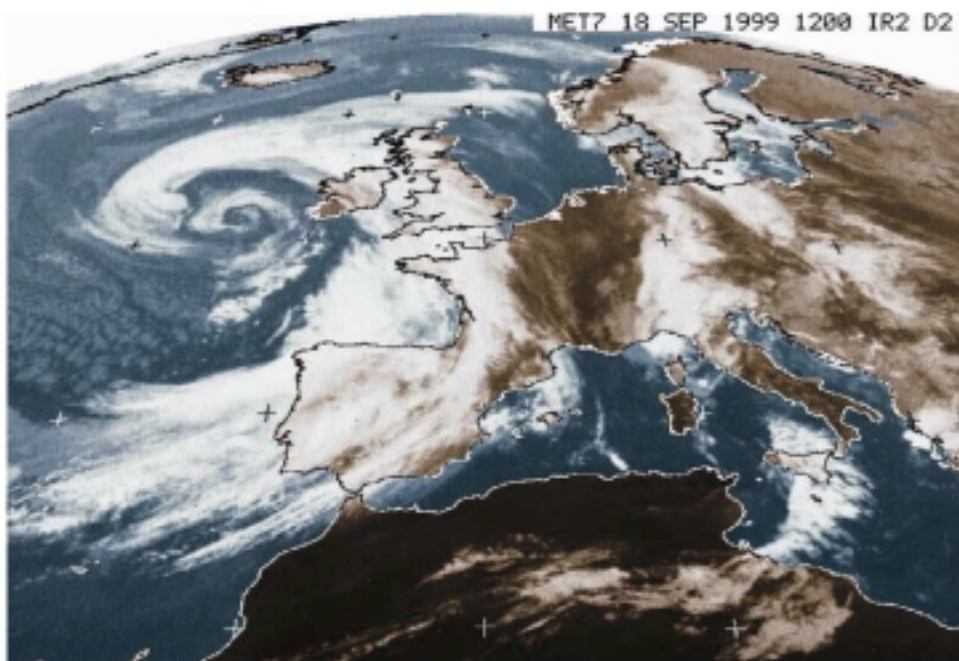
c.1 L'Europa dal cielo

Quanto visto finora riguarda i sistemi frontali "da manuale", così come si presentano, probabilmente, sull'Oceano Atlantico.

Ma cosa succede a questi fronti quando arrivano, trasportati dalle correnti occidentali, sull'Europa, dalla geografia così irregolare, con penisole e golfi dalle forme più strane, con catene montuose elevate, con un mare molto caldo al suo margine meridionale - il Mediterraneo?

A volte, come si vede dall'immagine del satellite, non è facile distinguere veri e propri fronti caldi e freddi.

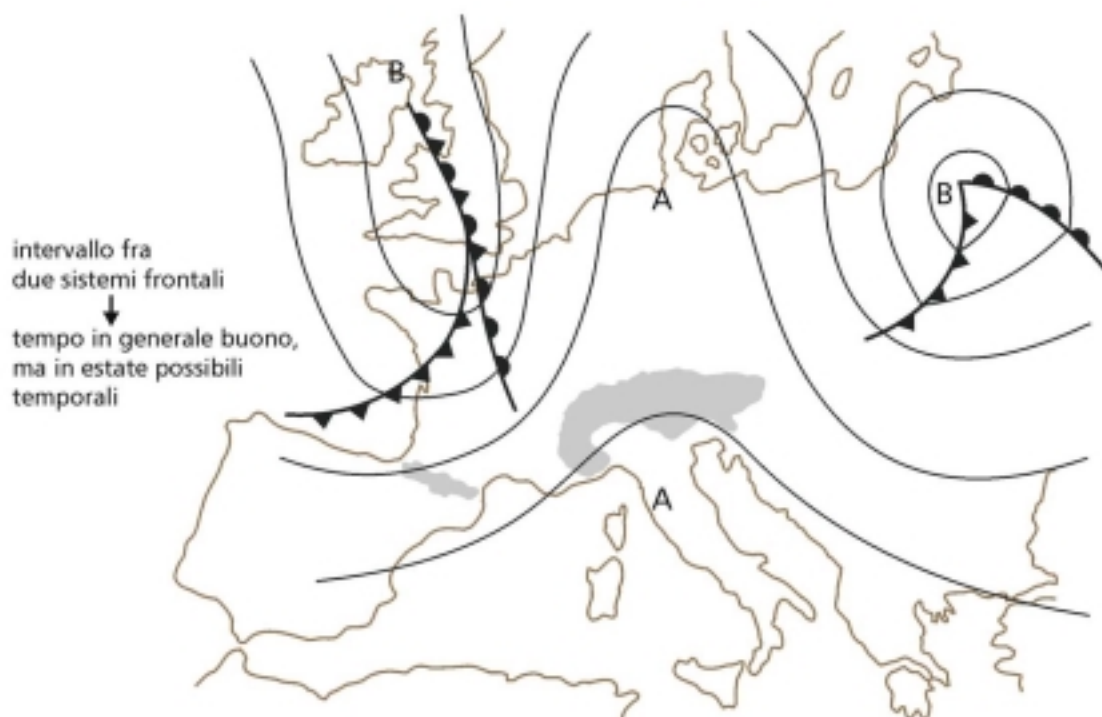
Ecco qualche situazione tipica.



c.2 Un anticiclone d'intervallo

L'Europa centrale e l'Italia sono sotto ad un promontorio anticiclonico di aria calda che si estende dal Mediterraneo verso Nord. Lì il tempo è in generale buono, anche se in estate sono possibili temporali di calore pomeridiani e in inverno sono possibili nebbie sulla pianura.

È una tipica situazione di intervallo; si vede un sistema frontale appena passato, ormai verso la Russia, e uno in arrivo, che si estende dalla Spagna settentrionale, attraverso la Francia, alla Gran Bretagna. Lì il tempo è brutto.



Le varie direttrici di un sistema frontale

Un grosso sistema frontale interessa l'Europa centrale e l'Italia centrosettentrionale. Nella sua parte più a nord il fronte è già occluso; dalle Alpi verso sud si distinguono il fronte caldo e, subito dietro, il fronte freddo.

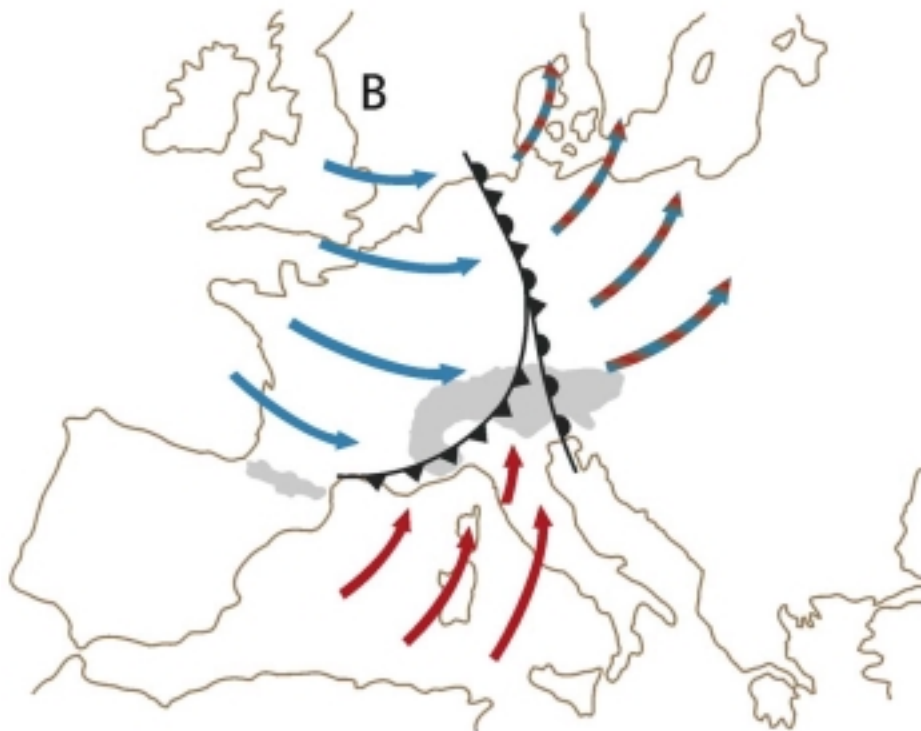
I fronti portano il tempo "perturbato" già descritto.

Sono indicati anche i venti che accompagnano i fronti; in questo caso il Friuli-Venezia Giulia si trova nel settore caldo - fra il fronte caldo e quello freddo - e i venti da sud-sudovest portano dal Mediterraneo verso la regione aria calda e umida (perché viene dal mare).

Questo sistema frontale si sposta grosso modo da ovest verso est. Nell'ambito delle correnti occidentali possono esserci però molte altre direzioni di movimento: i fronti possono arrivare sull'Europa anche da nord, nordovest, da sudovest o da sud.

I venti che li accompagnano ruotano di conseguenza.

Molto più rari sono i fronti da nordest o da sudest.

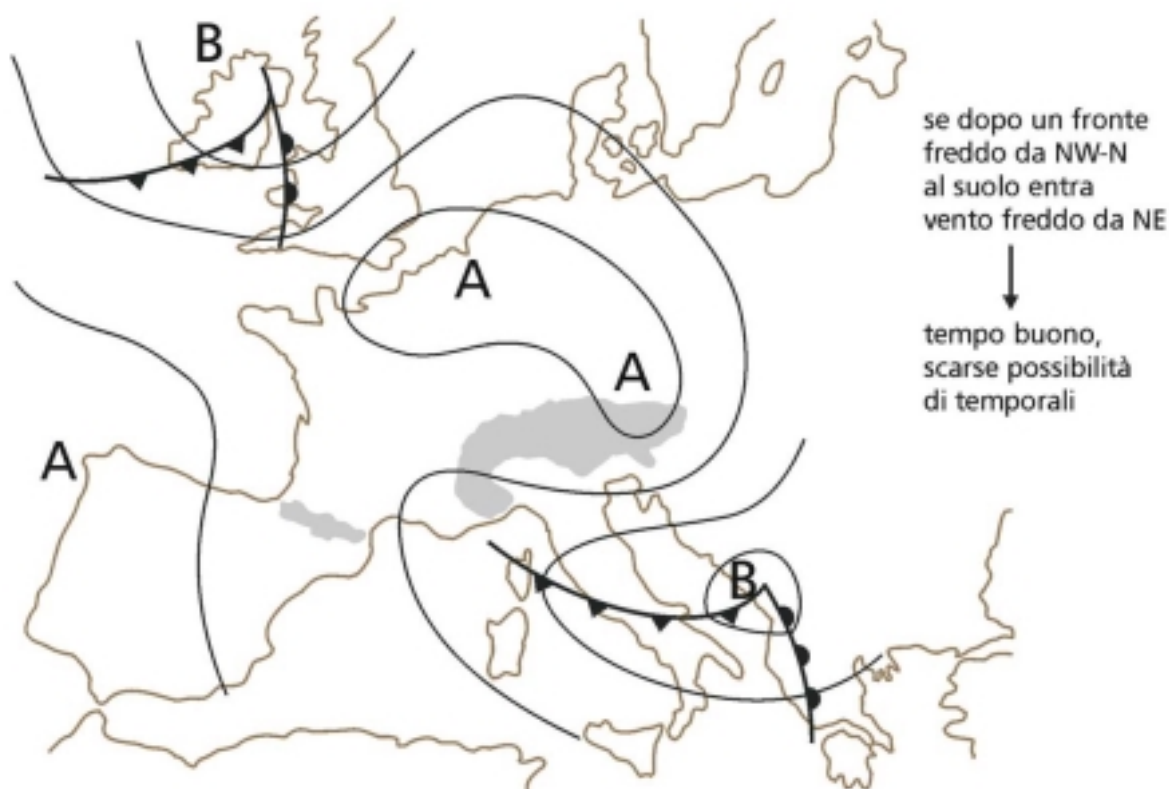


c.4

Un anticiclone da aria fredda postfrontale

Un'altra situazione di intervallo con tempo buono ma questa volta fresco sull'Europa centrale: dopo il passaggio di un sistema frontale proveniente da nord-nordovest, sull'Europa centrale è arrivata l'aria fredda, che, essendo densa e pesante, fa salire la pressione, formando un anticiclone. Esso, come in questo caso, può collegarsi all'anticiclone delle Azzorre, presente a sudovest dell'Europa. Sulla pianura veneto-friulana e sul litorale istriano e dalmata entrano venti freddi da nordest che portano tempo buono e secco in estate, con scarse possibilità di temporali.

In inverno questi fronti da nord-nordovest non portano precipitazioni sull'Italia del Nord; spesso portano invece abbondanti nevicate sull'Italia centromeridionale.

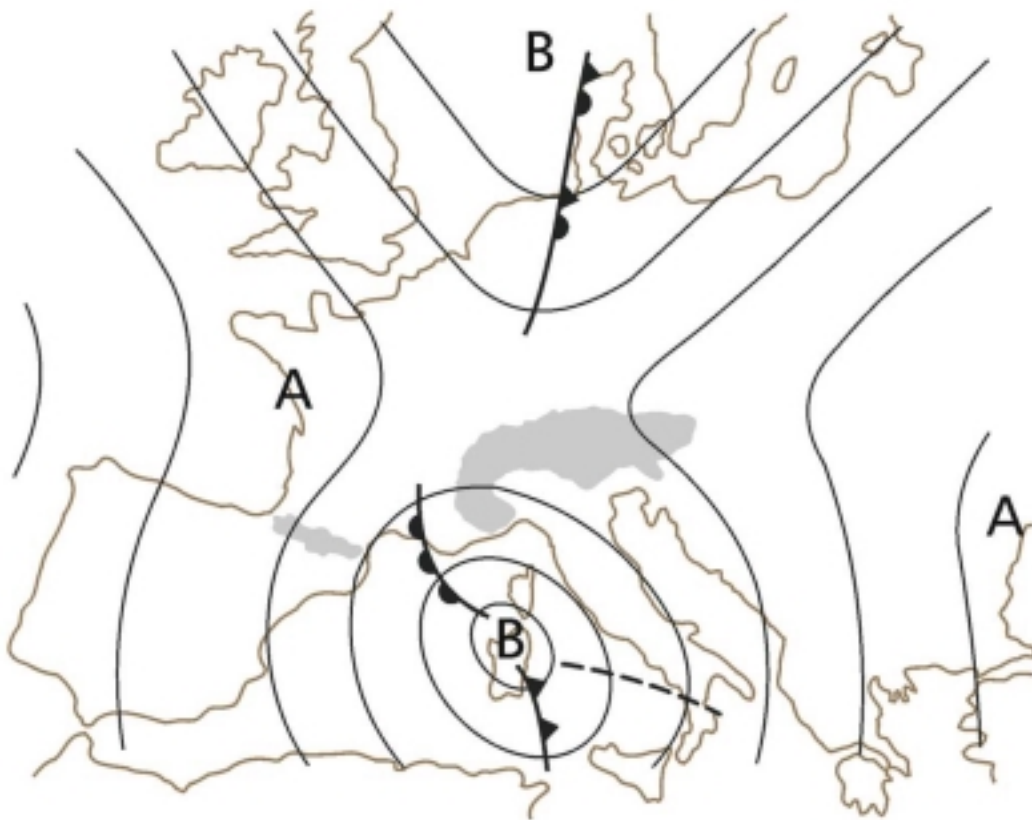


Il cut-off mediterraneo: come inizia

Un effetto tipico delle Alpi sui fronti è quello di spezzarli in due tronconi: uno, quello settentrionale, procede veloce sull'Europa centro-orientale, a nord delle Alpi; l'altro, quello meridionale, arrivato sottovento delle Alpi, sul Mediterraneo, può generare una depressione (cicloni del golfo di Genova o dell'Adriatico).

La depressione acquista una sua vita autonoma, e in pratica sviluppa un nuovo sistema frontale.

Questa evoluzione è meno frequente in estate, rispetto alle altre stagioni, poiché allora l'aria non è più fredda del mare e si ha una situazione di stabilità; in inverno, grazie al forte contrasto fra il mare, relativamente caldo, e l'aria fredda, si forma forte instabilità e si libera molta energia, che può portare maltempo accentuato e persistente sull'Italia, con nevicate anche abbondanti sulle Alpi.

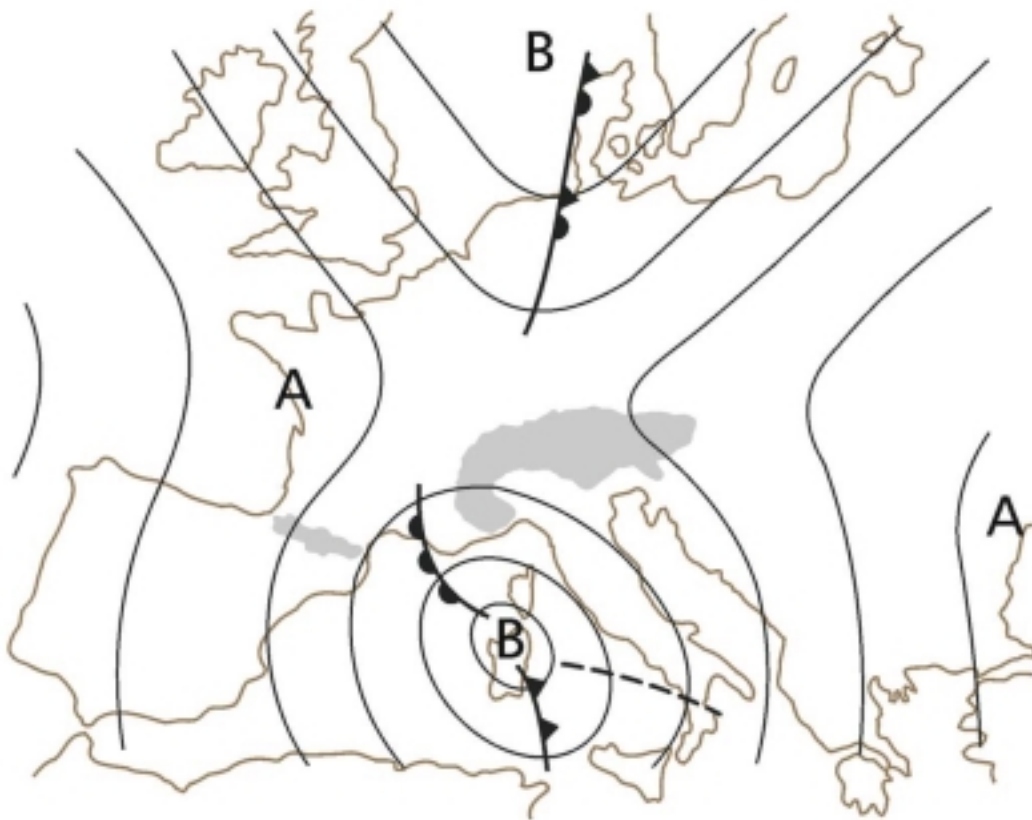


Il cut-off mediterraneo: come inizia

Un effetto tipico delle Alpi sui fronti è quello di spezzarli in due tronconi: uno, quello settentrionale, procede veloce sull'Europa centro-orientale, a nord delle Alpi; l'altro, quello meridionale, arrivato sottovento delle Alpi, sul Mediterraneo, può generare una depressione (cicloni del golfo di Genova o dell'Adriatico).

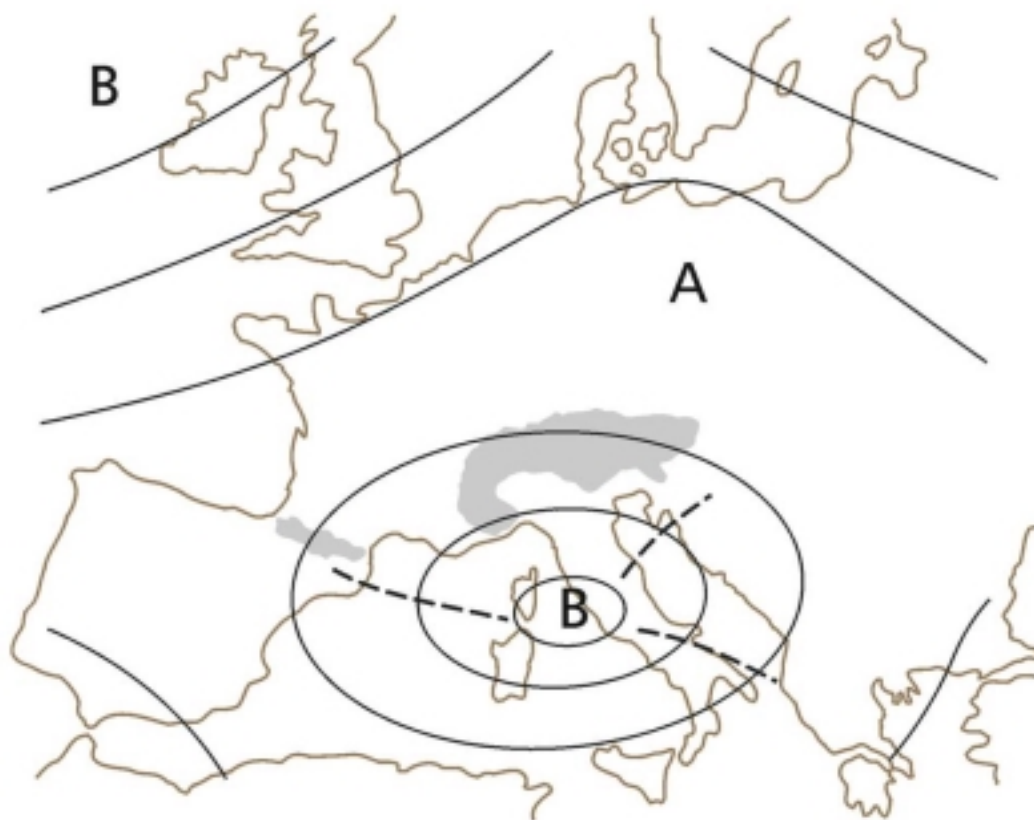
La depressione acquista una sua vita autonoma, e in pratica sviluppa un nuovo sistema frontale.

Questa evoluzione è meno frequente in estate, rispetto alle altre stagioni, poiché allora l'aria non è più fredda del mare e si ha una situazione di stabilità; in inverno, grazie al forte contrasto fra il mare, relativamente caldo, e l'aria fredda, si forma forte instabilità e si libera molta energia, che può portare maltempo accentuato e persistente sull'Italia, con nevicate anche abbondanti sulle Alpi.



Il cut-off mediterraneo: come continua

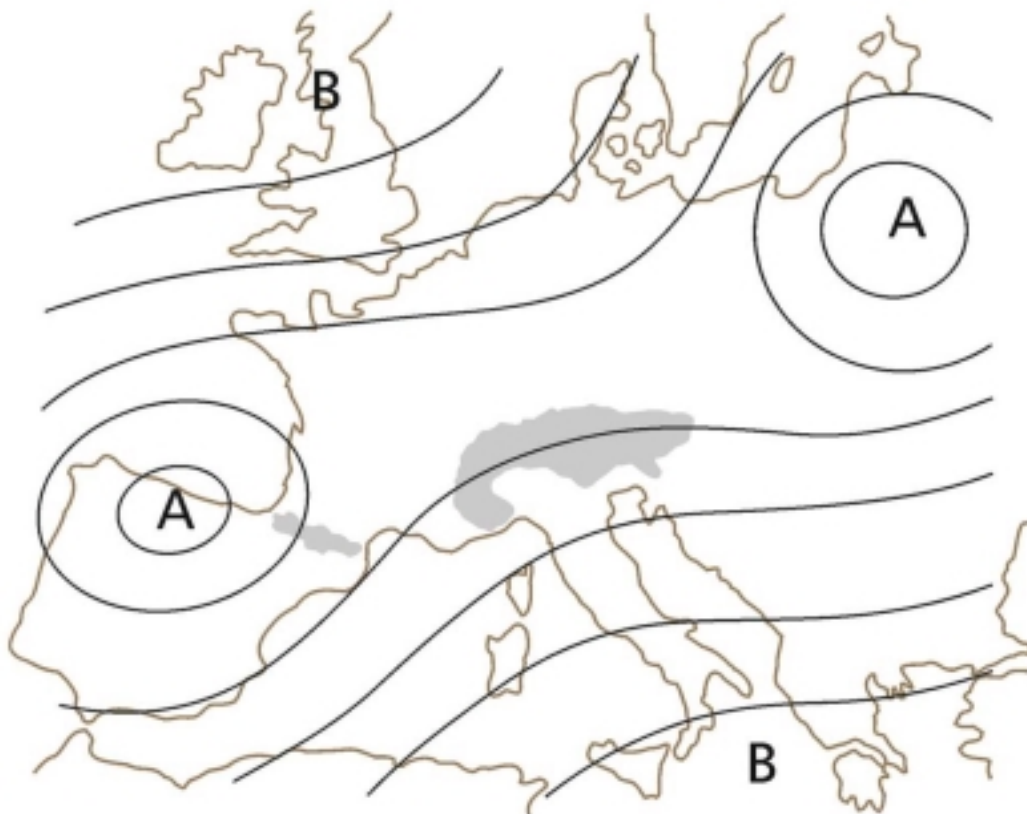
In genere le depressioni mediterranee restano isolate e non ricevono più aria fredda da nord; allora gradualmente si esauriscono spostandosi lentamente verso est, con fenomeni sempre più deboli e di natura sempre più difficile da individuare e classificare.



Il cut-off mediterraneo: come può finire; la congiunzione anticiclonica

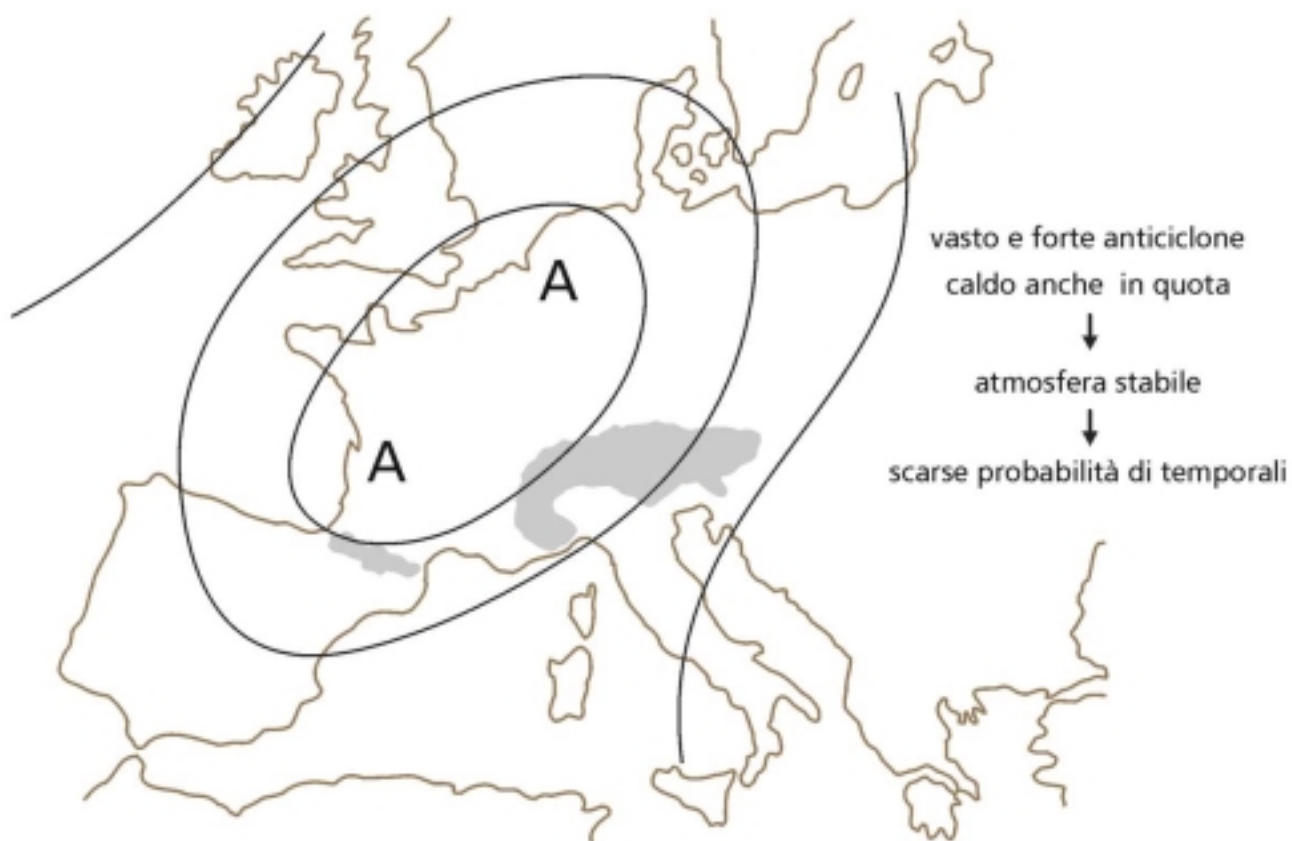
Una situazione che può verificarsi anche in seguito allo sviluppo e all'esaurimento di un ciclone mediterraneo, specie in inverno, è quella in cui l'anticiclone delle Azzorre (a sudovest dell'Europa) e quello Russo si uniscono, tramite un "corridoio" di alta pressione sull'Europa centrale.

I venti al suolo sulla regione alpina e sull'Italia provengono da est-nord; essi fanno affluire aria secca, che porta bel tempo, ma in inverno può essere anche aria molto fredda. In genere i valori minimi di temperatura invernali si registrano con situazioni di questo tipo, oppure con le situazioni descritte nella figura seguente.



c.8 Un blocco anticiclonico

Un vasto e forte anticiclone copre quasi tutta l'Europa. In quota l'aria è calda. In estate è calda anche al suolo, mentre in inverno al suolo può essere anche più fredda del normale. L'atmosfera è quindi molto stabile e in estate il tempo può essere secco e molto caldo, con scarse possibilità di temporali; in inverno possono formarsi inversioni nei bassi strati, con nebbie estese e persistenti e ristagno degli inquinanti.

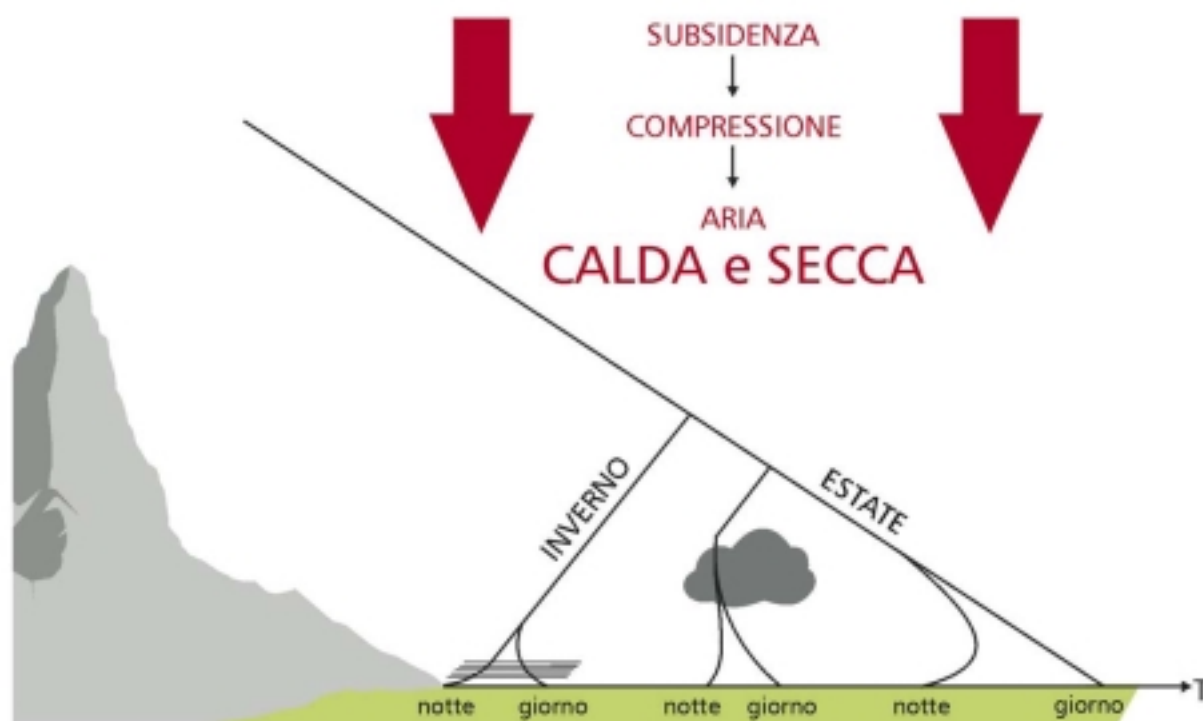


Gli anticicloni più frequenti, forti e persistenti sono quelli dinamici, in cui l'aria converge in quota, producendo una compressione verso il basso. Durante questa compressione con movimento verso il basso - detta subsidenza - l'aria si riscalda (è il fenomeno inverso dell'innalzamento con espansione e raffreddamento) e quindi diventa più secca, cioè l'umidità relativa diminuisce.

In estate l'aria calda discendente arriva al suolo, che è molto caldo, specie di giorno, e porta tempo bello, caldo e stabile. Di notte, in genere, per effetto del temporaneo raffreddamento del suolo si forma una sottile inversione termica. A qualche decina di metri dal suolo, la temperatura resta alta; al suolo scende ai minimi notturni.

In inverno usualmente il terreno è freddo e raffredda l'aria a contatto con esso: si forma così un sottile strato di aria fredda. Se prima dell'arrivo dell'anticiclone si era avuta un'invasione di aria fredda da est, lo strato può essere ancor più freddo e spesso del solito. L'aria calda discendente dell'anticiclone in quota può quindi non riuscire a scalzare l'aria fredda (densa e pesante) preesistente. Se il centro dell'anticiclone è a sud dell'Europa, il ristagno dell'aria fredda è favorito dalla vicinanza delle Alpi, che ostacolano i movimenti orizzontali verso nord. Si forma allora uno strato di inversione più o meno spesso e pronunciato. Essendo impediti i movimenti verticali dell'atmosfera e il conseguente rimescolamento, l'umidità che il terreno normalmente cede resta intrappolata nei bassi strati, sotto l'inversione, e forma nebbie - se l'inversione è bassa - o nubi basse. Di solito all'inizio del fenomeno il cielo è sereno, l'inversione molto pronunciata ma l'umidità dell'aria ancora bassa, e si formano solo foschie o nebbie notturne. Ma, col passare dei giorni, la nebbia si fa sempre più persistente. Essa, per effetto serra, trattiene di notte parte del calore che il terreno riceve di giorno dal Sole. La temperatura vicino al suolo allora tende gradualmente a salire; l'inversione si solleva e resta a mezza quota. La nebbia si è a questo punto trasformata in una coltre di nubi basse, che possono perdurare anche tutto il giorno, al di sotto della quale la variazione termica (escursione) fra il giorno e la notte è contenuta e il cielo è nuvoloso o coperto.

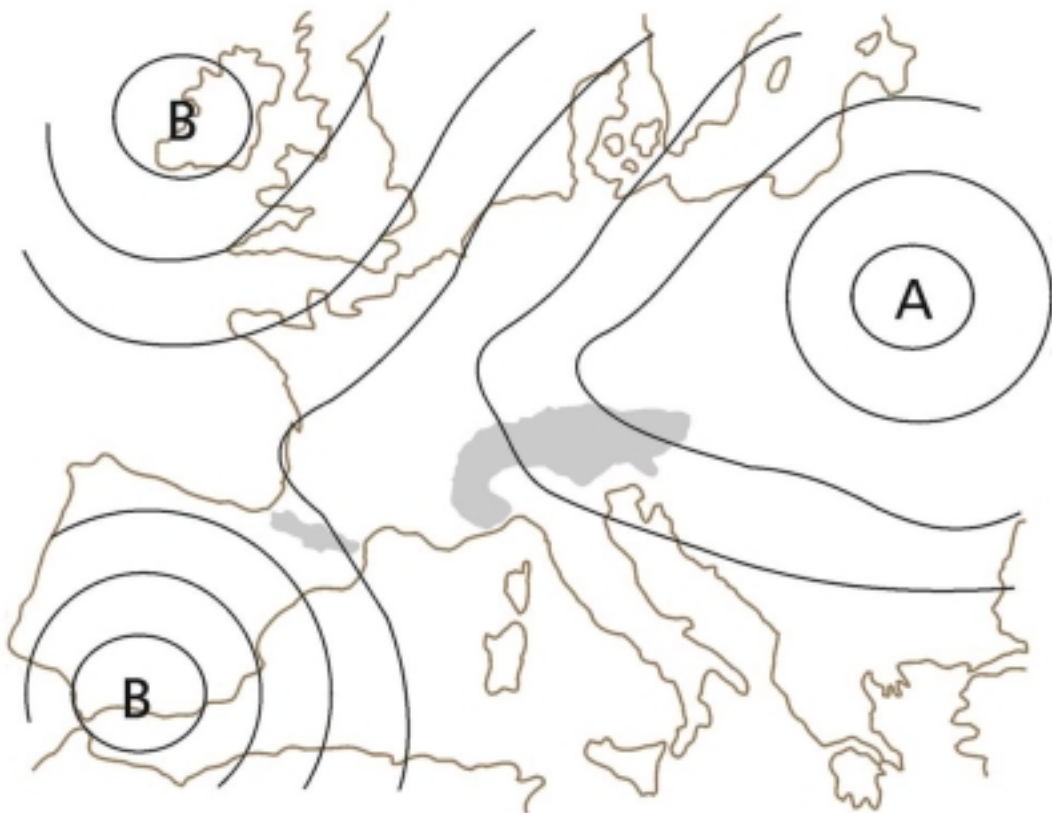
CHE TEMPO FA CON L'ALTA PRESSIONE?



c.10 L'anticiclone russo

In questo tipico caso invernale all'anticiclone freddo russo si contrappone una fascia di depressioni atlantiche. Fintanto che la situazione resta così, sulle Alpi e sull'Italia predomina l'anticiclone e affluisce aria fredda e secca dalla Russia; il tempo è bello e freddo o molto freddo; possono esserci inversioni al suolo sulla pianura, ma in genere è troppo secco perché si formi la nebbia.

Se però, "attirata" dal mare caldo, una depressione riesce ad entrare nel bacino del Mediterraneo, essa si rinvigorisce e il suo sistema frontale fa scivolare aria calda e umida sopra a quella fredda già presente sulla pianura Padano-Veneta, oltre che sulle Alpi. Conseguentemente, almeno nella fase iniziale, le precipitazioni possono essere anche nevose (se prima faceva abbastanza freddo).





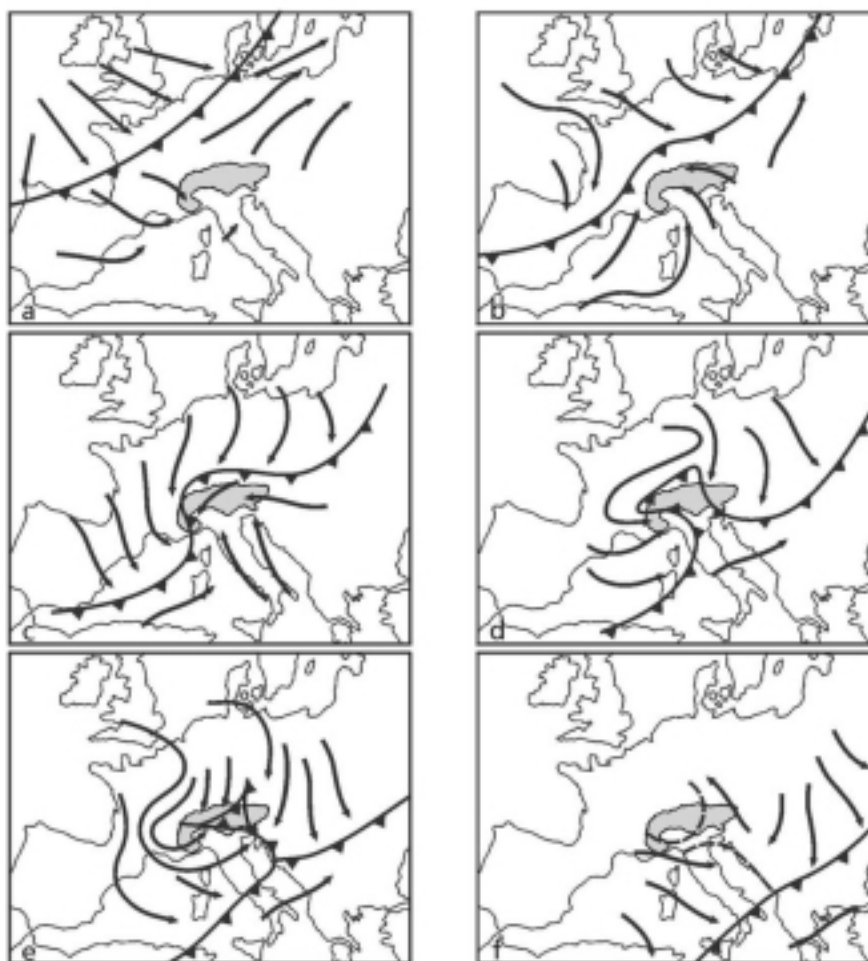
Gli effetti delle Alpi

d.1

L'influenza sul passaggio di un fronte freddo da nord-ovest

All'interno del continente europeo, le Alpi influenzano ancora più profondamente la circolazione atmosferica.

La figura mostra il caso tipico di un fronte da nord-ovest che viene fortemente modificato e rallentato (anche fino a 24 ore) nel passaggio delle Alpi. La parte di fronte che incontra le Alpi resta molto indietro rispetto al ramo occidentale - che scende dalla valle del Rodano e dalla porta di Carcassonne - e al ramo orientale - che avanza sui Balcani. Quando il fronte si "chiude" sulla Valpadana (fig. e), possono verificarsi fenomeni anche intensi, come, d'estate, violenti temporali con grandine e a volte trombe d'aria.

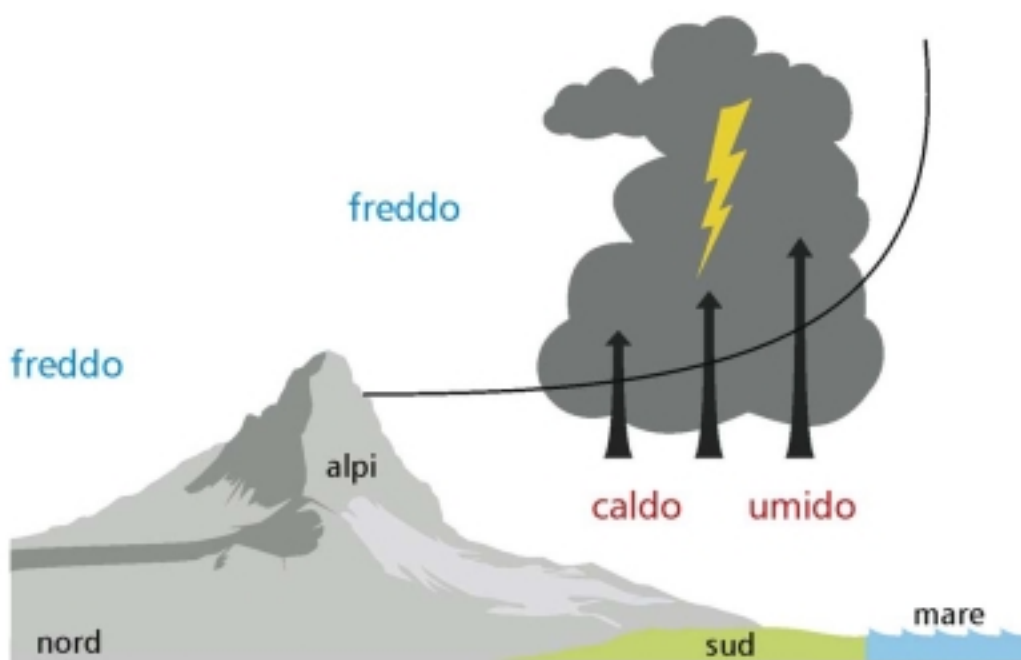


d.2

Se un fronte freddo estivo scavalca le Alpi...

Abbastanza frequentemente d'estate i fronti freddi, rallentati e deformati dalle Alpi (vedi figura precedente), oltrepassano le Alpi prima in quota che al suolo. Così, per qualche ora, in quota c'è già aria molto fredda; al suolo, specialmente nel catino padano-veneto, ristagna ancora aria molto calda e umida.

Ciò genera una forte instabilità, che a sua volta produce di solito forti temporali con fenomeni a volte violenti (grandinate, vento forte, trombe d'aria).



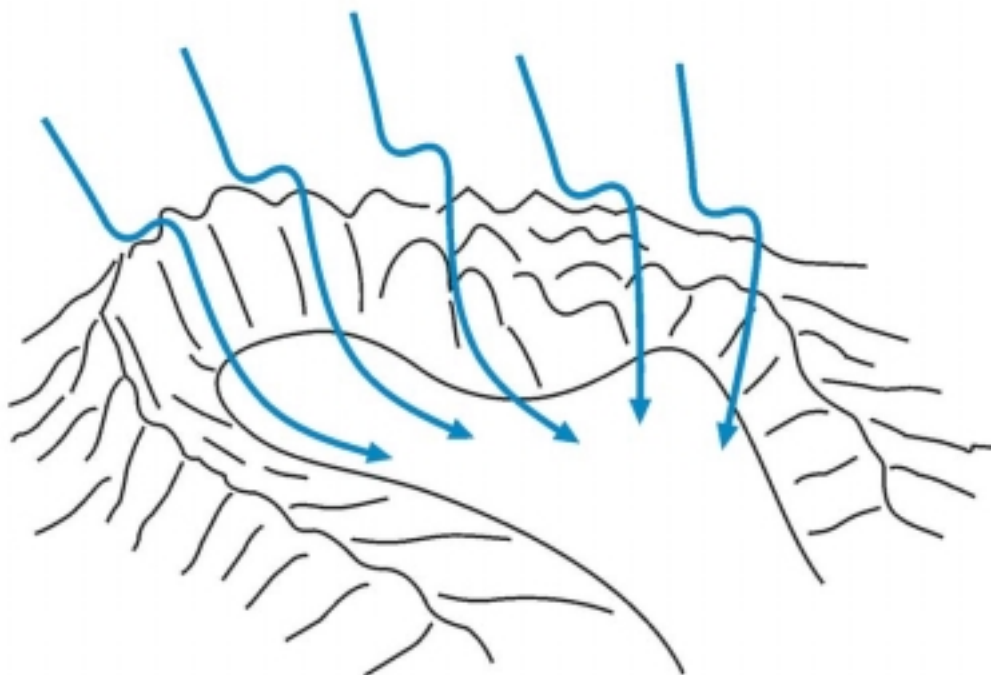
spesso d'estate i fronti freddi passano le Alpi prima in quota e poi al suolo → forte instabilità → linee di forti temporali

d.3 Il vento: oltre le Alpi

Le Alpi, ovviamente, hanno un'influenza tanto maggiore sulla circolazione atmosferica quanto più scendiamo nel particolare, cioè quanto più studiamo fenomeni a scala locale.

Nei bassi strati, infatti, l'aria che, nel contesto delle correnti occidentali, arriva da ovest, da nordovest, oppure da nord, e quindi impatta sulle Alpi, ha due possibilità di avanzamento.

Se ce la fa, cioè se ha abbastanza energia di moto e se l'atmosfera non è troppo stabile, può scavalcare direttamente le Alpi; allora spesso sulla Valpadana si verifica il föhn, cioè un vento di caduta caldo e secco.

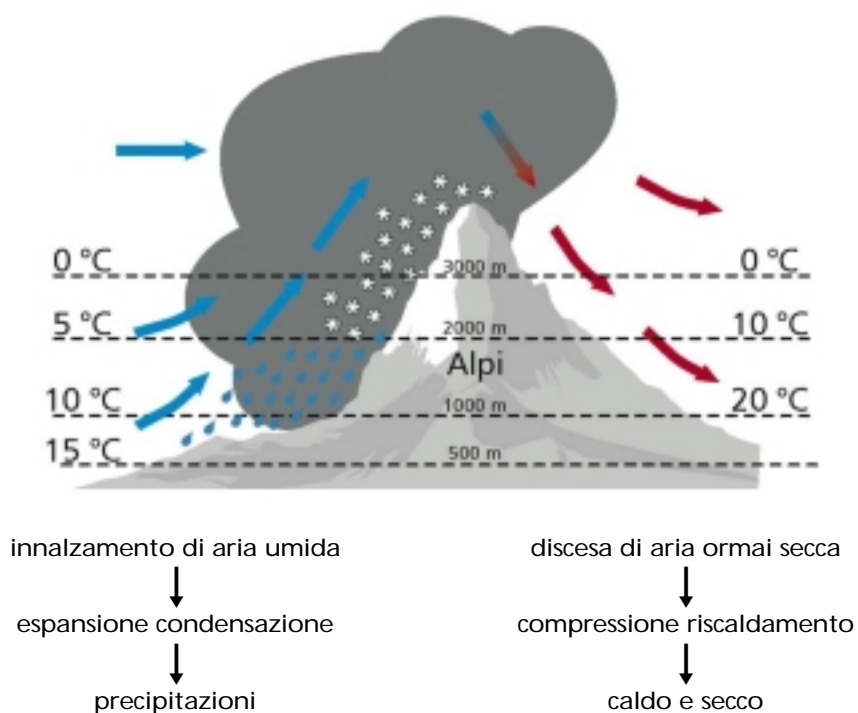


d.4 Stau e Föhn

Ma cosa avviene, più in dettaglio, quando un flusso d'aria impatta direttamente contro le Alpi e le scavalca?

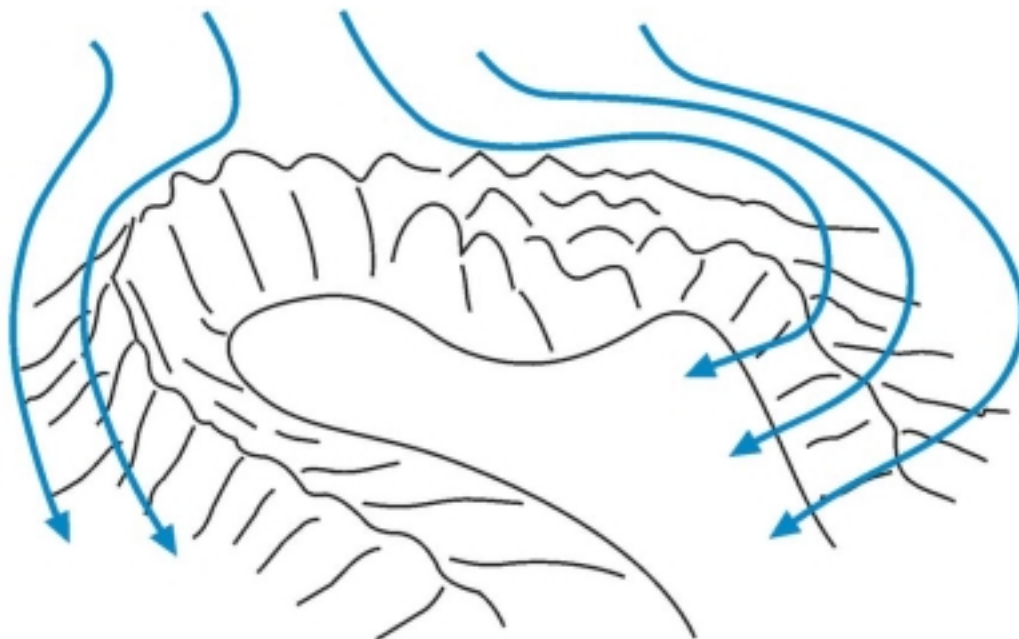
Sul versante sopravvento l'aria è costretta a salire. Se essa è sufficientemente umida, poiché innalzandosi si espande e si raffredda, da una certa quota in su il vapore condensa e si formano nuvolosità e precipitazioni, tanto più intense quanto più si è vicini alle montagne. Ma condensando, il vapore emette calore (vedi a.13) e da quella quota in su l'aria si raffredda meno del normale. Essa arriva quindi sullo spartiacque alpino meno fredda di quanto non lo sarebbe se l'insieme di tutti questi fenomeni sul versante sopravvento, detto stau, non avvenisse. Sul versante sottovento l'aria torna a scendere; ormai ha perso la gran parte del vapore e inoltre scendendo si comprime e si riscalda, per cui la nuvolosità scompare subito e quasi tutto il calore, non essendoci più nuvole da far evaporare, viene utilizzato per riscaldare l'aria stessa, che arriva in pianura ben più calda che sul versante sopravvento, alla stessa quota.

Il tempo è bello, ventoso e secco: è il fenomeno del föhn.



d.5 Il vento: attorno le Alpi

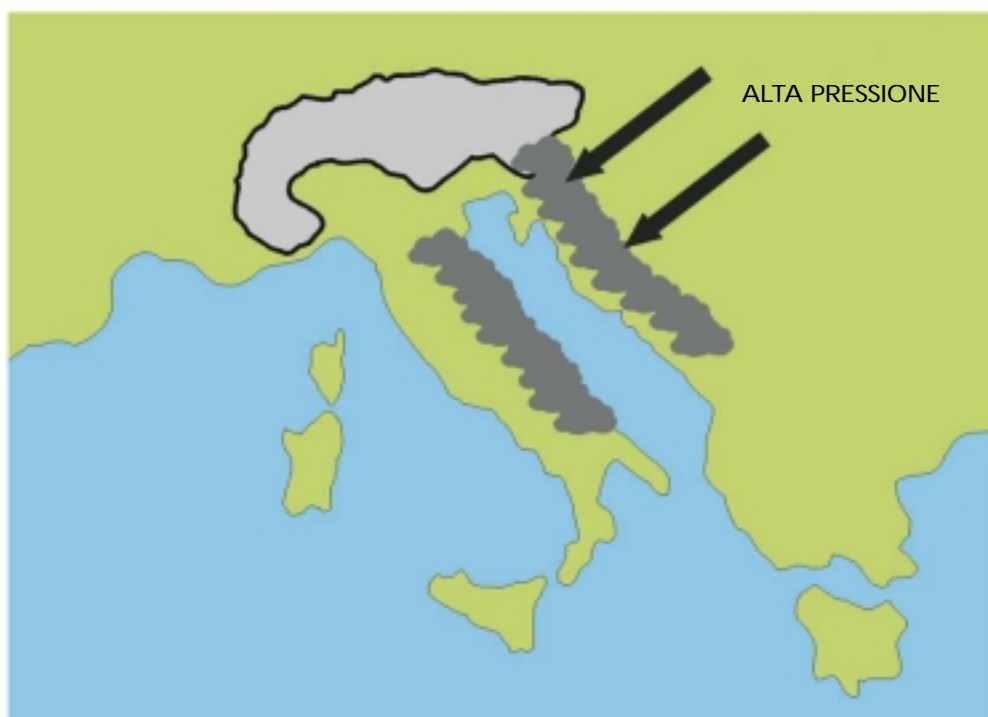
Ma se l'aria delle correnti occidentali, che arriva da ovest, da nordovest, oppure da nord, non ce la fa a scavalcare le Alpi, è costretta ad aggirarle, sboccando sul Mediterraneo da ovest, per la valle del Rodano, con il vento di Mistral, e/o da est, superando il Carso, con il vento di Bora.



d.6 La Bora chiara

La Bora più intensa, però, è di origine diversa rispetto a quanto indicato in d5. Essa deve la sua particolarità alla disposizione delle Alpi, delle montagne dei Balcani e dell'Appennino. Questo vento è particolarmente forte sulle Venezie, perché prima di arrivarci una gran massa d'aria deve passare per una zona ristretta fra le Alpi Giulie e i Dinari, sul Carso, nel retroterra triestino. La Bora può essere di due tipi.

La Bora chiara è generata da un forte anticiclone sull'Europa nord-orientale, che spinge aria secca e, d'inverno, anche molto fredda da quelle zone verso il Mediterraneo centrale. Il vento sulle Venezie è impetuoso, molto forte, ma discontinuo, a raffiche. Il tempo è bello e secco e, d'inverno, freddo; può essere brutto sui versanti sopravvento della Slovenia, della Croazia e sul versante adriatico dell'Italia peninsulare, per effetto stau.

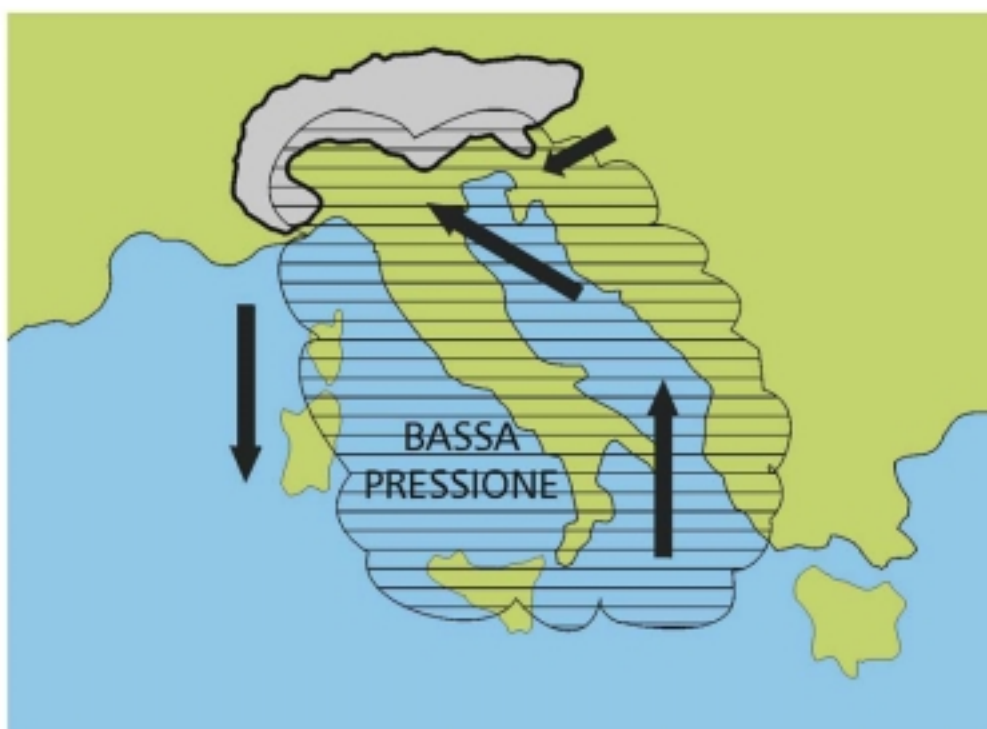


d.7 La Bora scura

Diversamente, la Bora scura è generata da una profonda depressione sul Tirreno (a volte anche sull'Adriatico), che richiama aria dall'Europa orientale.

In questo caso il vento da nord-est sulle Venezie è forte e abbastanza continuo, con raffiche meno marcate che nel caso precedente. Poiché la depressione richiama in quota aria calda e umida da sud, il tempo su buona parte dell'Italia è brutto con piogge estese, ma sul Friuli-Venezia Giulia le piogge non sono molto intense.

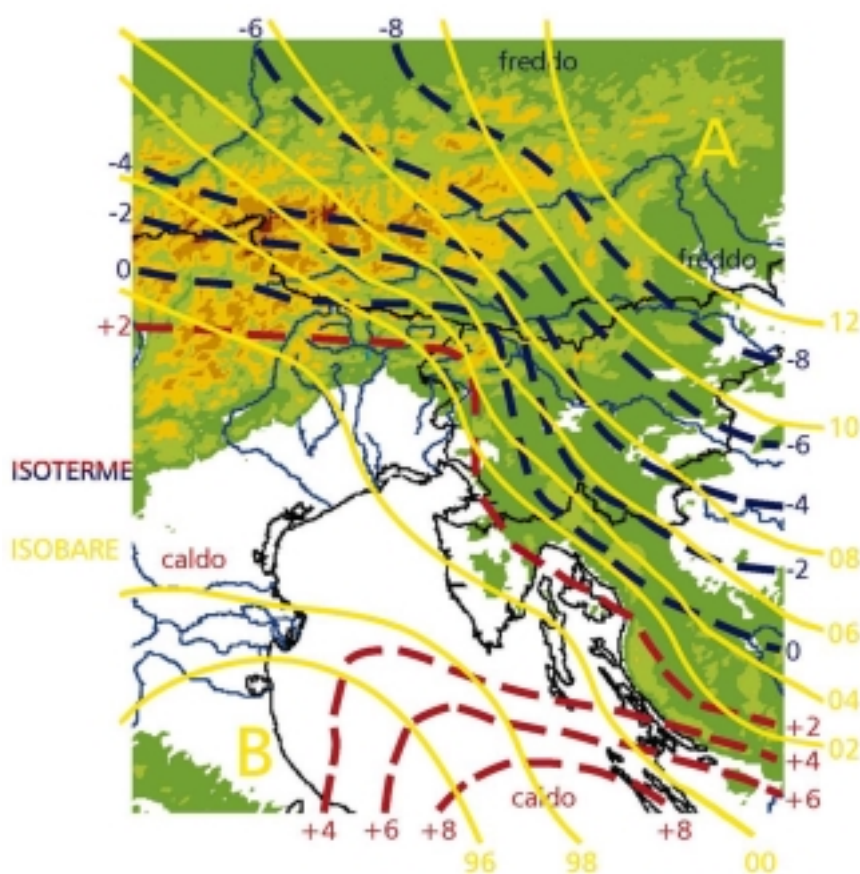
D'inverno, in questo caso, se l'aria che arriva con la Bora è sufficientemente fredda, può anche nevicare, certe volte con vere tempeste di neve. È una delle poche situazioni che riescono a portare la neve sulla regione (vedi anche c.10).



La pressione e la temperatura durante la Bora

Che sia chiara o scura, cioè che sia provocata da un anticiclone sull'Europa centro-orientale oppure da una depressione mediterranea o adriatica, quando c'è Bora la pressione è più alta sull'Austria, sull'entroterra sloveno e croato che sull'area padano-veneta e sull'Adriatico. Il gradiente di pressione, cioè la variazione della pressione, è massimo proprio in corrispondenza della zona dove si genera la Bora, cioè sulle Alpi Giulie, sul Carso (fra Lubiana e Trieste) e sulle montagne dinariche (dal monte Nevoso giù verso la Bosnia, lungo la cresta parallela alla costa dalmata).

Si tratta, in ogni caso, di un vento di caduta, del tipo föhn, per cui l'aria, arrivando sulla zona adriatica, è generalmente più calda di quando era partita dalle pianure dell'Europa centro-orientale. La differenza (positiva) di temperatura, cioè il riscaldamento, può arrivare anche a diversi gradi centigradi. Tuttavia, spesso, vuoi per l'effetto raffreddante del vento (wind-chill), vuoi perché comunque l'aria preesistente era più calda, la sensazione che la Bora provoca è di freddo.



Lo Scirocco e il Libeccio verso le Alpi

Quando il flusso delle masse d'aria proviene dalle direzioni meridionali (sud-ovest, sud, sud-est), sulle Alpi italiane si forma lo stau, che porta abbondanti precipitazioni (un po' meno in estate). In genere, i flussi meridionali precedono e/o accompagnano i fronti occidentali. A seconda della direzione esatta di provenienza, il massimo delle precipitazioni può spostarsi dalle Alpi occidentali a quelle orientali, e al loro interno sui diversi versanti.

Il Friuli-Venezia Giulia è fortunato: riceve piogge e nevicate con venti sia da sud-ovest (Libeccio), sia da sud, sia da sud-est (Scirocco).



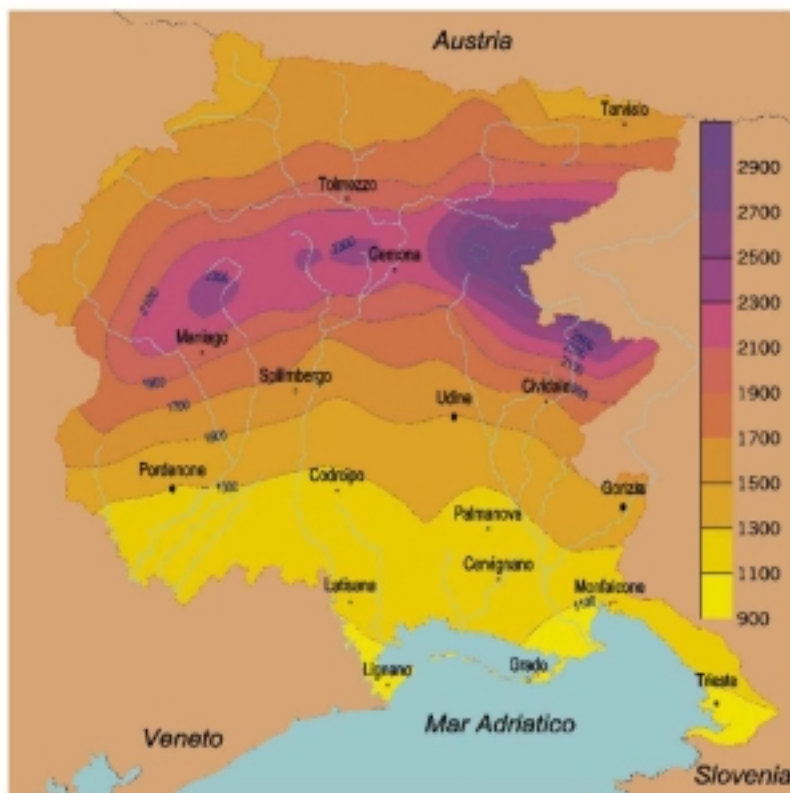
d.10 La quantità di precipitazioni sul Friuli-Venezia Giulia

La mappa mostra la quantità media annua di precipitazioni sul Friuli-Venezia Giulia, ricavata da trent'anni di dati del Servizio Idrografico dello Stato.

A causa dello stau, le prealpi, che sono le prime montagne che sbarrano il passo alle masse d'aria umide meridionali, ricevono le quantità più elevate di pioggia e neve.

A seconda dei casi, risultano favorite le prealpi Carniche o le Giulie.

Man mano che ci si allontana dalle prealpi, le precipitazioni diminuiscono: nelle Alpi, perché sono riparate dalle prealpi; sulla pianura, perché l'effetto dello stau si fa via via meno intenso.



Precipitazioni medie annuali in mm



Le circolazioni e i fenomeni locali

I VENTI LOCALI

Finora sono stati considerati gli effetti delle Alpi viste come un tutt'uno, come una barriera compatta, rispetto ad un flusso, ad una corrente d'aria che, come un unico grande fiume, si butta su di esse.

Ma cosa succede all'interno delle Alpi, nelle loro vallate, o al loro margine, laddove le valli alpine sboccano in pianura?

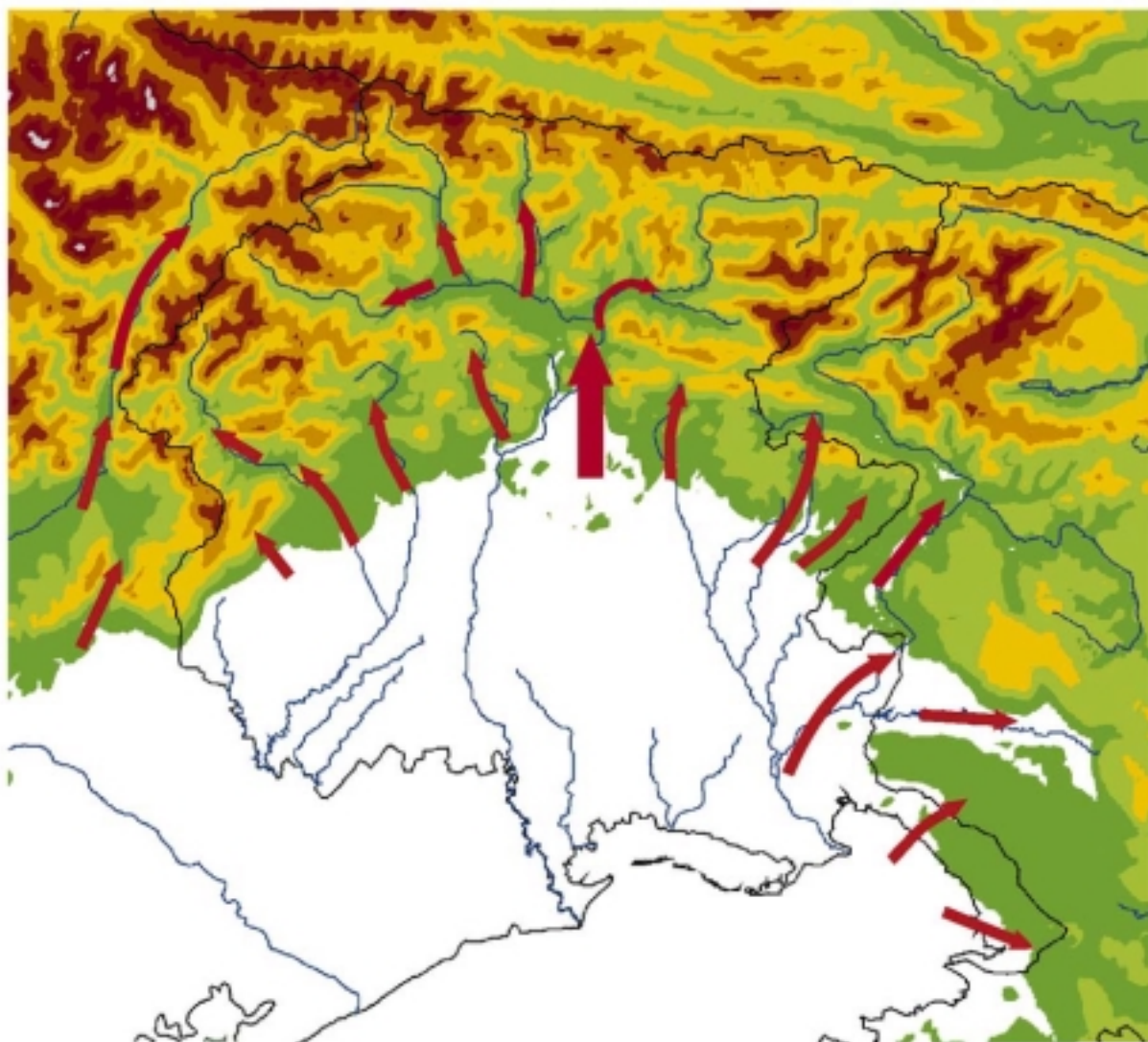
Le Alpi friulane hanno molte valli rivolte all'incirca verso sud, verso la pianura e l'Adriatico. Queste valli determinano sia l'incanalamento dei venti, sia lo sviluppo delle brezze di monte e di valle.

L'incanalamento dei venti è quell'effetto per cui un vento che attraversa le Alpi viene deviato dalle montagne in modo che scorra lungo le valli, salendole o scendendole. Sul fondovalle i venti trasversali, cioè quelli che lo attraversano perpendicolarmente, sono in genere rari (vedi e.9).

Le brezze sono "il respiro" della montagna, scaldata dal Sole estivo oppure raffreddata dai rigori notturni o invernali.

Quando la situazione meteo le favorisce, le brezze possono diventare anche forti, sia quelle interne alle montagne che quelle fra montagna e pianura. Le valli che sboccano in pianura permettono dunque molti scambi d'aria; le brezze di valle, o l'incanalamento dei venti meridionali, portano all'interno delle Alpi l'aria calda e umida della pianura e del mare, favorendo in generale le precipitazioni (temporalesche d'estate); d'inverno le brezze di monte, o l'incanalamento dei venti settentrionali, portano sulla pianura l'aria raffreddata delle valli innevate, d'estate aria comunque più fresca, che mitiga la calura.

L'OSMOSI PIANURA-MONTAGNA



e.2 La brezza di monte

Le brezze sono generate dal ciclo giornaliero di riscaldamento e raffreddamento del terreno. La brezza di monte e quella di valle sono l'una l'inverso dell'altra.

La brezza di monte è provocata dal forte raffreddamento notturno del terreno dei versanti in quota. L'aria a contatto con essi diventa quindi via via più pesante di quella circostante e prende a scendere lungo i pendii, portandosi sul fondovalle e poi discendendo lungo di esso, oppure accumulandovisi, se non ci sono facili sbocchi.



e.3 La brezza di valle

La brezza di valle, viceversa, è provocata dal forte riscaldamento diurno del terreno dei versanti in quota. L'aria a loro contatto diventa quindi via via più leggera di quella circostante e prende a salire lungo i pendii, richiamando altra aria dal fondovalle. Sul fondovalle stesso si ha una risalita di aria.

I grafici seguenti descrivono la brezza di valle, con semplici accenni a quella di monte, vista la loro simmetria.



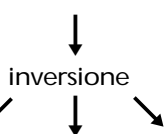
e.4 Di buon mattino

In una vallata alpina, che nasce da elevati versanti montani e che sbocca in una valle più grande, o anche in una pianura esterna, come la pianura padano-veneta, al mattino presto soffia la brezza di monte, cioè un vento freddo in genere moderato che scende dai versanti della vallata (che durante la notte si raffreddano di più), confluisce nel fondovalle e lo discende a sua volta, verso lo sbocco della vallata medesima. Alle alte quote il cielo è sereno e la visibilità è buona; sul fondovalle ristagna (e lentamente defluisce) un cuscinetto di aria fredda, discesa dai versanti e anche prodotta sul posto dal raffreddamento. Questo cuscinetto di aria fredda presso il suolo genera una inversione termica (vedi a.9); l'aria, di solito umida, raffreddandosi tende a far condensare il vapore, dando luogo, a seconda dei casi, a foschie o nebbie. Se l'inversione è forte ed è a metà altezza nella vallata, e se l'umidità è elevata, la nebbia può anche sollevarsi fin giusto sotto l'inversione, facendo migliorare un po' la visibilità al suolo, ma formando uno strato di nuvole - stratocumuli - a volte anche compatte, che possono dar l'impressione, viste da sotto, che il cielo sia coperto.

brezza di monte

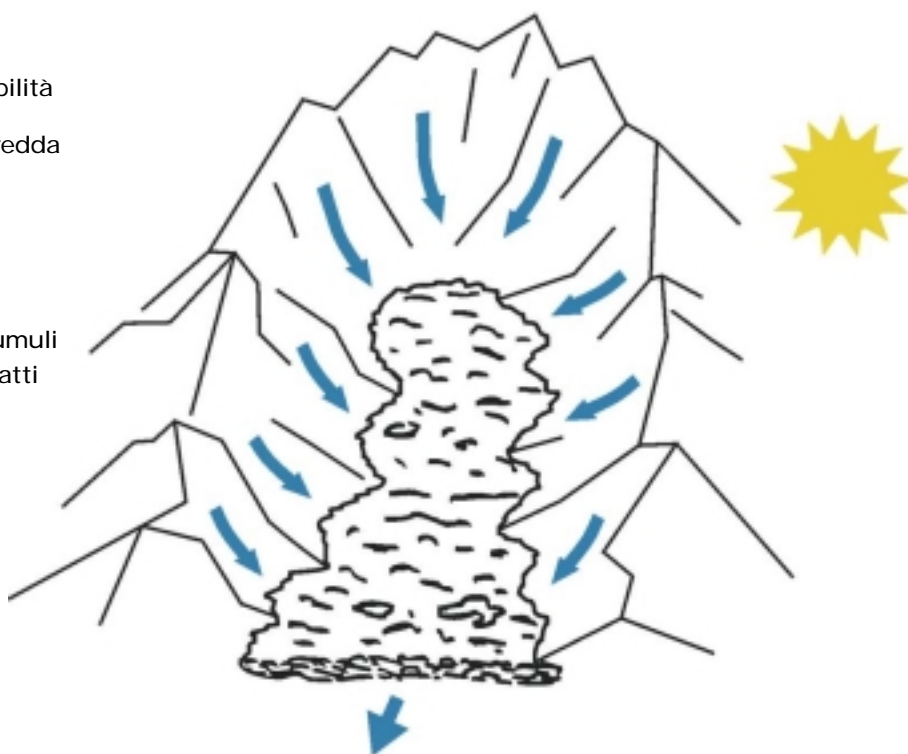
alte quote → sereno, buona visibilità

fondovalle → cuscinetto d'aria fredda



foschia nebbia nuvole: stratocumuli
± compatti

cattiva visibilità

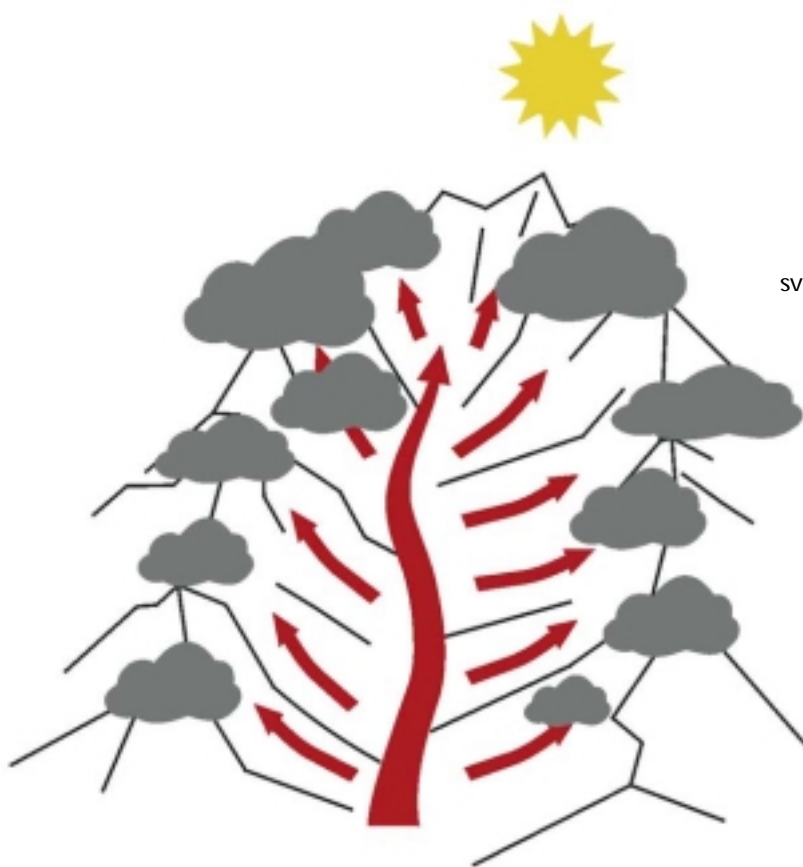


e.6 Verso metà giornata

Verso mezzogiorno sia i versanti che il fondovalle sono riscaldati fortemente dal Sole; l'aria a contatto con essi, come già visto, si scalda, diventa più leggera e prende a salire risalendo la vallata e i versanti stessi. È la brezza di valle.

Così facendo, l'aria porta con sé l'umidità; innalzandosi, si espande e si raffredda, per cui ad un certo punto il vapore che contiene si condensa (vedi a.12), formando delle nuvolette, i cosiddetti "cumuli di bel tempo", sopra ai versanti.

L'innalzamento e quindi lo sviluppo dei cumuli è, ovviamente, più facile se l'atmosfera è instabile (vedi a.7), mentre viene ostacolato da un'atmosfera stabile.



e.7 Di pomeriggio

Nel pomeriggio questa evoluzione meteo può portare allo sviluppo di un temporale di calore.

Esso è favorito dall'instabilità dell'atmosfera, dall'umidità elevata, dall'assenza di vento forte in quota.

Come avviene questo sviluppo (vedi anche e.15 - e.17)?

Uno dei cumuli, o un gruppo di essi, diventa, col passare delle ore, sempre più grande e si innalza sempre di più. Diventa un "cumulo imponente", torreggiante, con molte protuberanze.

La sua sommità tende ad allargarsi e ad appiattirsi, formando il cosiddetto "incudine". A questo punto il temporale si è già ben sviluppato. Se la base è grigia e frastagliata, è facile che si abbiano pioggia e/o grandine.

Il temporale "rompe" il sistema dei venti di brezza; correnti di aria fredda arrivano fino al suolo, con raffiche disordinate.

Esso in genere si sposta nella direzione del vento dominante in quota.

Sulle Alpi non è raro che più temporali, formati in vallate vicine, nel tardo pomeriggio si uniscano, formando un gruppo di temporali (ad es. nelle Dolomiti o in Carnia), che poi a volte si sposta sulla pianura più vicina (ad es. veneta o friulana).



cumulo imponente ← torreggiante
sviluppo verticale → protuberanze
sommità che tende a formare l'incudine

↓
temporale

pioggia, grandine ← base grigia, frastagliata
rottura del sistema dei venti locali
spostamento ← vento dominante in quota
gruppi di temporali (Dolomiti, Carnia)

Quando il temporale, gradualmente, si allontana e/o si esaurisce, poiché da un certo momento in poi gli manca da sotto l'alimentazione di aria calda e umida, in genere il Sole è prossimo al tramonto. Allora nella vallata non ci sono venti ben individuabili e le nuvole vanno diminuendo; quelle che restano tendono a diventare di tipo stratiforme.

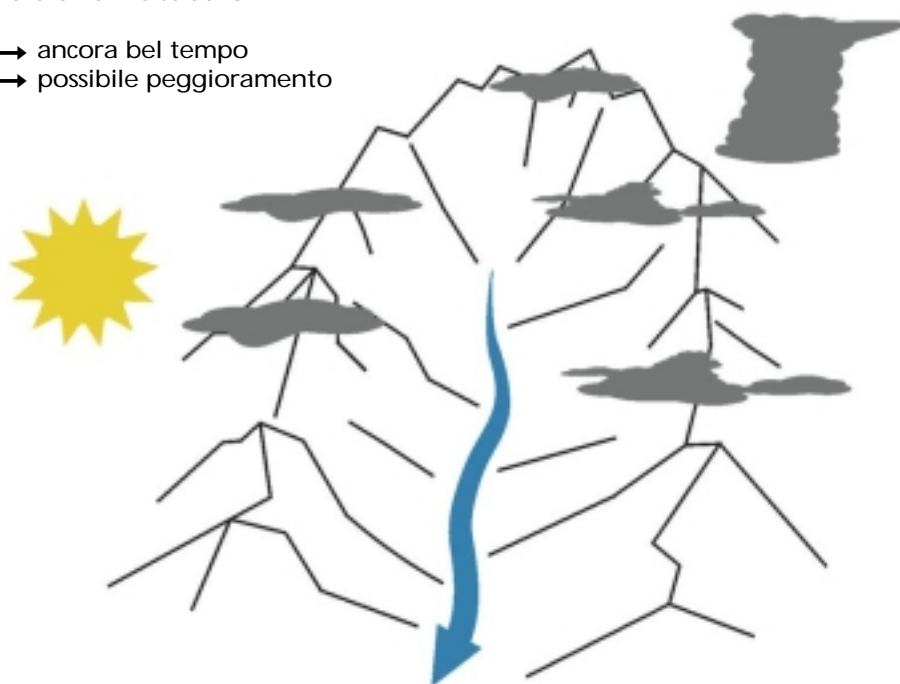
Se poi esse scompaiono del tutto o quasi, probabilmente il tempo non sta cambiando e resterà bello (e all'indomani il ciclo può ricominciare); se invece le nuvole si estendono, si allargano, è possibile che si prospetti un peggioramento del tempo. Se il tempo resta bello e il cielo sereno o quasi, durante la sera i versanti più alti della vallata si raffreddano di più e più velocemente che non il fondovalle; anche l'aria ad essi soprastante si raffredda e, diventando più pesante, comincia a scendere verso il fondovalle. Più tardi anche il fondovalle stesso si raffredda, ad iniziare dalle zone più elevate, e anche qui l'aria comincia a scendere verso le zone più basse, spinta anche da quella che si accumula arrivando dai versanti. Si è riformata la brezza notturna, di monte, che durerà fino al mattino dopo.

- allontanamento e dissoluzione del temporale

- nubi residue tendenti a divenire stratiformi

se poi scompaiono → ancora bel tempo
se si allargano → possibile peggioramento

- rotazione dei venti



Il vento trasversale in una valle

Quando il vento dominante in quota, cioè quello "sinottico", soffia in direzione trasversale rispetto a quella della valle, formando quindi un angolo di circa 90° , è difficile che esso venga incanalato lungo la direzione della valle stessa. Tanto più la valle è stretta e profonda, tanto più il vento si presenta sul fondovalle inalterato, senza variazioni. È possibile che l'aria, sospinta dal vento dominante, dopo aver "sorvolato" la valle venga riflessa dal versante opposto e, deviata verso il basso, ritorni indietro sul fondovalle, muovendosi in verso opposto a quello del vento dominante.

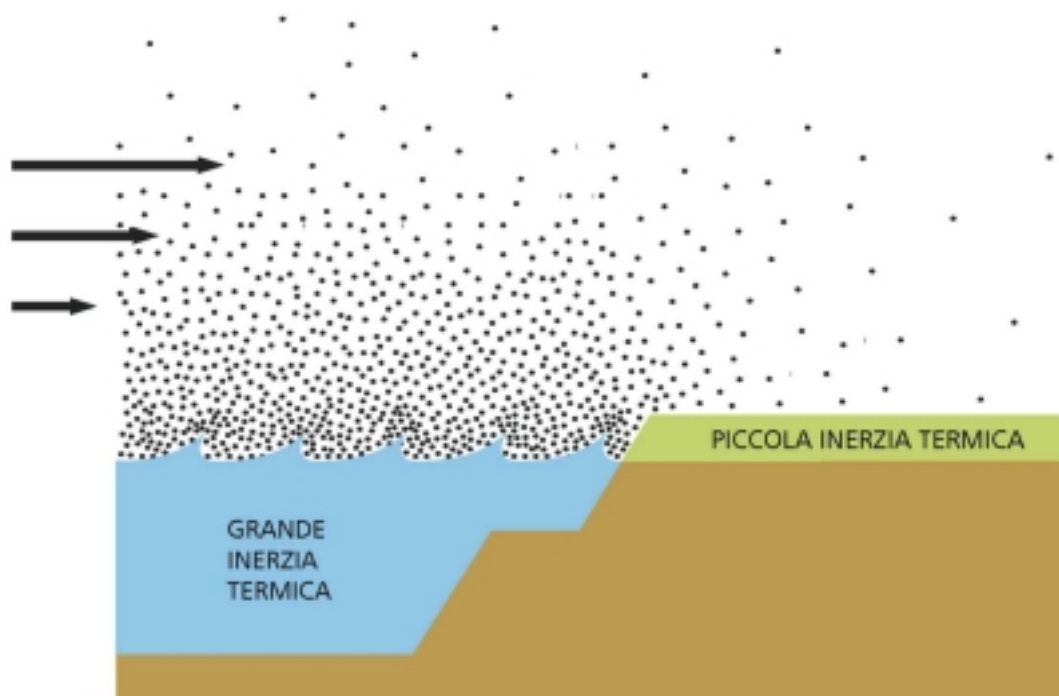
In genere, comunque, si forma della turbolenza, che dissipa eventuali foschie o nebbie e rimescola l'atmosfera.



e.10 La differente inerzia termica del mare e della terra

Il ruolo corrispondente a quello del fondovalle e dei versanti in montagna viene svolto, nelle zone costiere, dal mare e dalla terra. Infatti, l'acqua ha una capacità termica, cioè una capacità di trattenere il calore, molto maggiore di quella del terreno (che pure può variare a seconda dei vari tipi di composizione del terreno stesso). Da ciò deriva che il mare ha un'inerzia termica molto maggiore della terra, cioè che è molto più lento della terra nel riscaldarsi o raffreddarsi, ovvero che, nello stesso tempo, lo fa in misura molto minore.

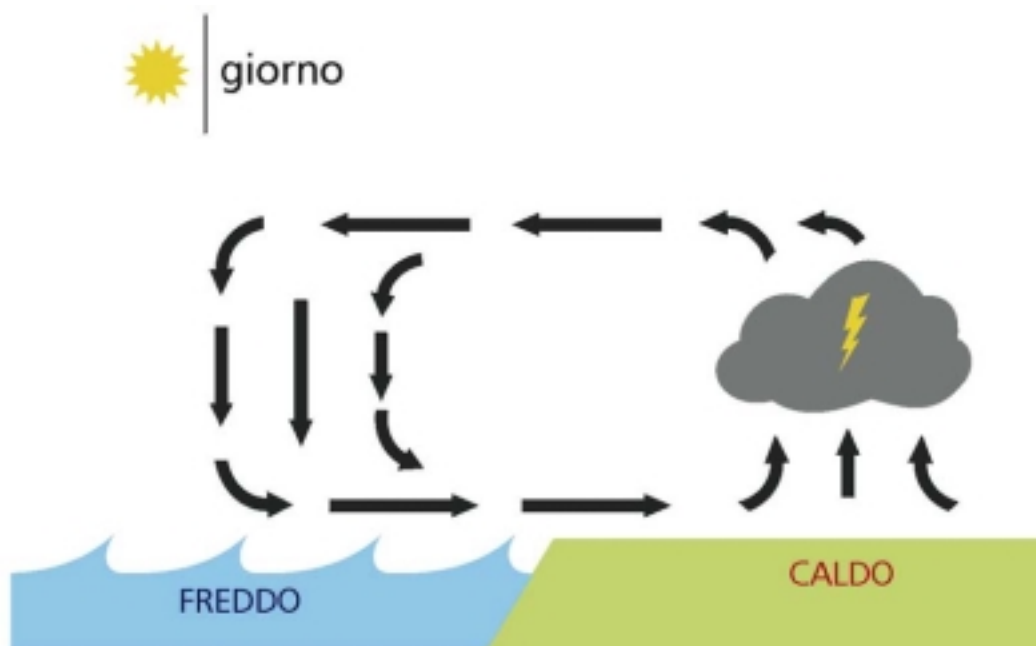
Inoltre, la superficie marina fa evaporare (quasi) continuamente l'acqua, per cui costituisce una grande e importante sorgente di vapore.



e.11 La brezza di mare

Di giorno, dunque, la terra si riscalda molto di più del mare, sotto l'effetto dei raggi solari. Essa riscalda conseguentemente l'aria a suo contatto, che diventa più leggera di quella sopra il mare. Quest'ultima, quindi, essendo più pesante, tende a portarsi sulla terra e a scivolare sotto all'aria calda, che, dal canto suo, si innalza. Inoltre, l'innalzamento è favorito dalla condizione di instabilità (vedi a.7) che si viene a creare. Col passare delle ore, l'aria arrivata sulla terra dal mare viene anch'essa riscaldata e il ciclo continua: una volta innalzata, la circolazione in quota si inverte, con un ritorno di aria dalla terra verso il mare, laddove, sulla superficie più fredda, scende e chiude il ciclo.

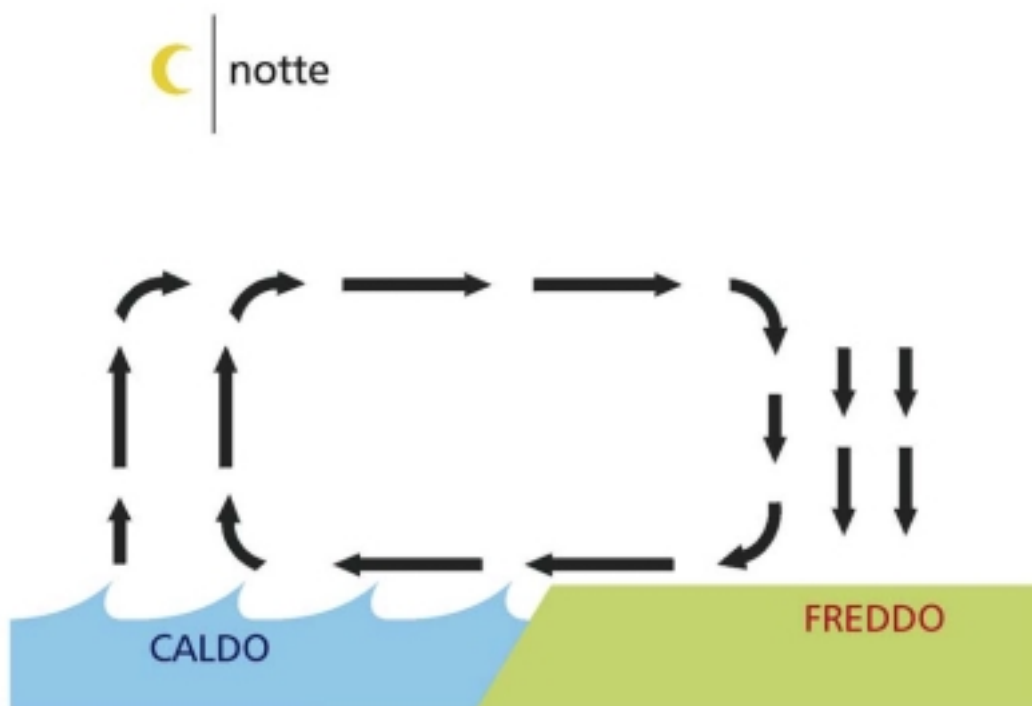
Poiché l'aria che arriva sulla terra dal mare è di solito carica di umidità, è facile che essa, innalzandosi, espandendosi e raffreddandosi, arrivi alla condensazione (vedi a.12) e formi delle nuvole. A volte questi fenomeni sono così intensi da generare dei temporali. Se la linea di costa è sufficientemente omogenea per un certo tratto, la brezza si può sviluppare lungo tutta la sua lunghezza. Si possono così formare più temporali, allineati lungo la costa a qualche distanza da essa nell'entroterra: si tratta di quello che viene chiamato il "fronte di brezza".



e.12 La brezza di terra

Di notte avviene il fenomeno inverso: la terra si raffredda molto di più del mare e raffredda l'aria sopra di essa, che diventa più pesante di quella che sta sopra al mare e tende a sostituirvisi, innalzandola. In quota, poi, il ciclo si chiude con un ritorno di aria dal mare verso la terra.

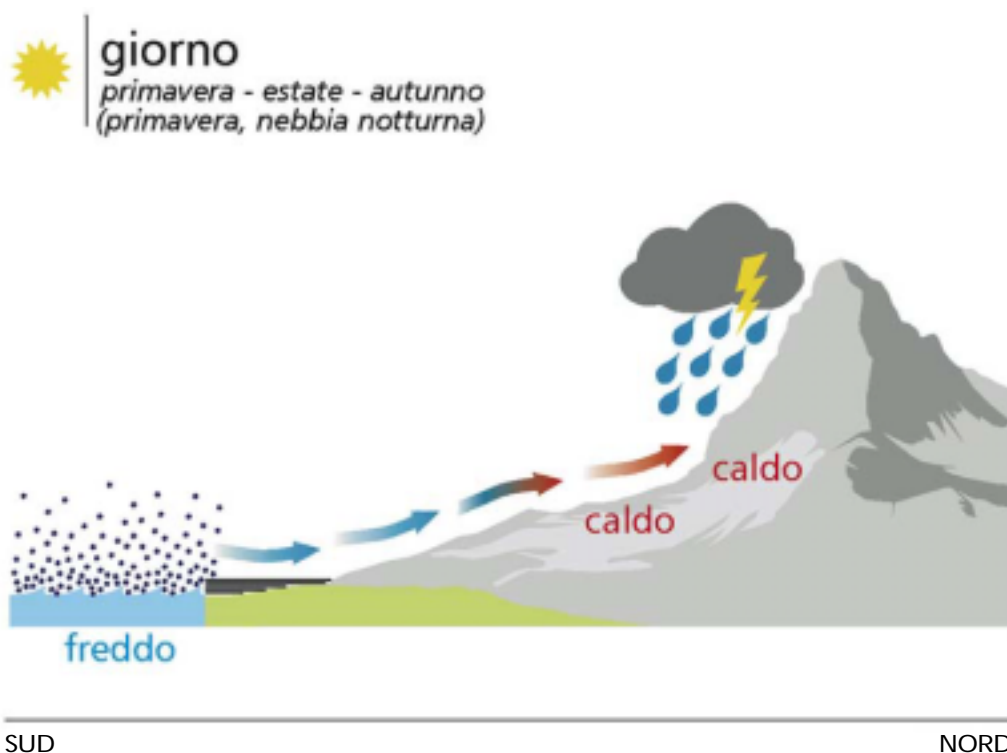
Di solito non si producono annuvolamenti o temporali, sia perché l'aria che proviene dalla terra è relativamente più secca, sia perché, rispetto al giorno, l'instabilità è inferiore.



e.13 La brezza mare-pianura-prealpi di giorno

In particolare, in Friuli, di giorno dalla primavera all'autunno il mare Adriatico è più freddo del terreno della pianura, che è più freddo dei pendii soleggiati delle valli prealpine; l'aria dalla pianura sale dunque verso le prealpi e si addentra nelle valli, richiamando così aria umida dal mare. In montagna l'aria che arriva dalla pianura e dal mare si è ormai scaldata e risale i versanti. Risalendo si espande, torna a raffreddarsi e, specie se è aria umida marina, condensa. Si formano così nuvole che possono portare a piogge e temporali.

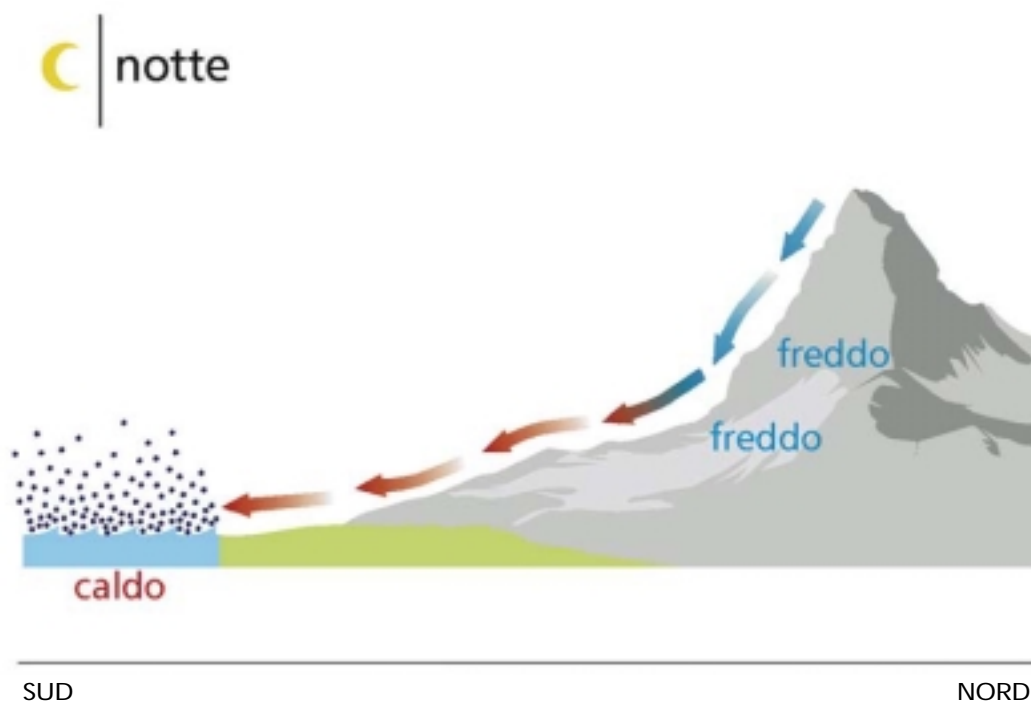
L'arrivo di aria umida dal mare può portare in pianura, nelle notti ancora fredde di primavera, alla formazione di foschia, di nebbia e rugiada (per raffreddamento e quindi condensazione).



e.14 La brezza mare-pianura-prealpi di notte

Durante la notte, per tutto l'anno, le montagne sono più fredde della pianura, che è più fredda del mare. L'aria in montagna è allora più fredda e pesante e scende lungo le valli sulla pianura e da qui in certi casi fino al mare.

In genere, l'aria molto umida del mare di notte viene dunque allontanata dai monti e dalla pianura, specie quella alta; l'aria che subentra è più fredda e secca. Questo spiega perché spesso in Friuli le notti siano serene, limpide e stellate, mentre in Valpadana ristagna una coltre di nebbia.





Le circolazioni e i fenomeni locali I TEMPORALI

FASE 1

La foto mostra un giovane cumulo, un buon candidato per una rapida carriera temporalesca. Il cielo intorno ad esso è sgombro da altre nubi rilevanti e il soleggiamento del terreno è quindi intenso, il che favorisce l'instabilità. Sulla sommità e al contorno del cumulo si osservano delle protuberanze "a cavolfiore", delle zone rotondeggianti, nitide e in espansione, che sono un altro indizio di cumulo in crescita in favorevoli condizioni di instabilità.

Inoltre, già il fatto che il cumulo sia cresciuto fino a questo punto indica la presenza di una discreta quantità di umidità. Gli ingredienti per lo sviluppo di un temporale sembrano dunque essere tutti presenti.

FASE 2

Nel giro di non molto tempo, ecco che il giovane cumulo è cresciuto, diventando un cumulo imponente, torreggiante. Le protuberanze sono divenute molto prominenti e dal corpo della nube, verso l'alto, sorgono altri sviluppi di nube, simili a delle torrette. I contorni della nuvola sono ancora nitidi e il cielo intorno ad essa è ancora abbastanza terso. Il processo di formazione del temporale si è ormai innescato.

FASE 3

Il temporale è in corso. La nube è ormai giunta alla sua maturità, divenendo un cumulonembo (vedi b.15).

La sommità della nube ha raggiunto la tropopausa (vedi a.6), allargandosi in una forma che viene detta "ad incudine" e sfilacciandosi. Il cielo attorno ad essa è in parte coperto da altre nuvole. La base della nube è scura e minacciosa e da essa scendono, in varie zone, pioggia e, a volte, grandine. In primavera possono verificarsi anche temporali con neve. Il contorno della nuvola, specie se osservata da vicino, non è più nitido, ma perlopiù sfumato.

L'attività temporalesca è caratterizzata anche dal manifestarsi di scariche elettriche, i lampi, che a loro volta generano i tuoni, che sono il "rumore" che fanno i lampi. I lampi che cadono a terra non sono che una piccola parte di tutti i lampi prodotti da un temporale: in genere la maggior parte dei lampi avviene all'interno della nube, nel cielo.

fase 1



fase 2



fase 3



Le fasi di sviluppo di un temporale (schemi)

Alle tre immagini precedenti corrispondono le tre fasi in cui si suddivide l'evoluzione del temporale. Si tratta di una schematizzazione, con tutti i limiti che ciò comporta, anche perché alcuni aspetti dei fenomeni che avvengono all'interno di una nuvola temporalesca non sono ancora perfettamente conosciuti.

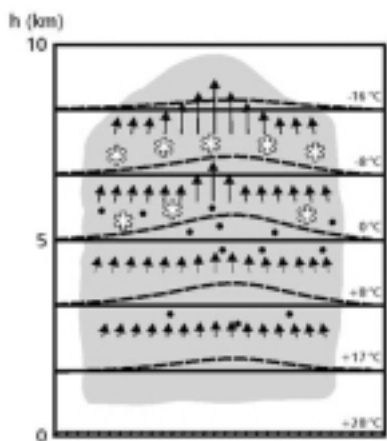
Durante la prima fase, quella iniziale, all'interno della nube l'aria si muove solo verso l'alto. Il temporale sta ancora crescendo, inglobando aria calda e umida dal basso. Sollevandosi, l'aria si espande, si raffredda e fa condensare il vapore che contiene; la condensazione rilascia calore, per cui di solito la nuvola resta più calda dell'aria circostante e quindi si trova in condizioni di instabilità, cioè continua ad essere più leggera dell'aria circostante e continua a salire, mantenendo attivo il processo. Ovviamente, più l'atmosfera stessa è instabile (vedi a.7 e a.8), più la formazione del temporale è favorita. La nuvola si espande verticalmente, producendo quelle protuberanze che si vedono nelle fotografie precedenti. Di solito in questa fase non si hanno ancora precipitazioni.

Nella fase intermedia, quella del pieno sviluppo, cominciano a formarsi anche delle correnti discendenti. Nelle zone dove l'aria sale, lo zero termico è a quote più elevate; in quelle dove scende, è a quote più basse.

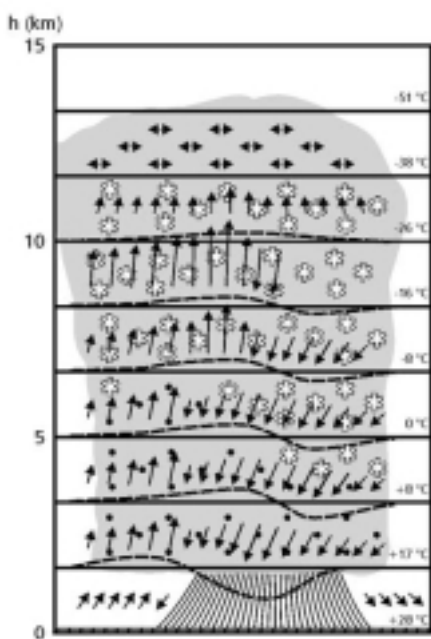
Nella fase finale, quella della dissipazione, il "carburante" del temporale, cioè l'aria calda e umida, non è più presente; mancando, non vi sono più nemmeno correnti ascendenti e rimangono solo quelle discendenti, con precipitazioni residue. Tutti i fenomeni tendono gradualmente a diminuire d'intensità e il temporale a poco a poco si esaurisce. Di solito la sommità della nuvola ha ormai raggiunto la tropopausa (vedi a.6), dove, trovando un'inversione termica, non può più salire, e quindi si espande orizzontalmente, formando una specie di scia nella direzione del vento dominante in quota. La parte alta della nube assume una forma che spesso ricorda un'incudine.

LE FASI DI SVILUPPO DI UN TEMPORALE (SCHEMI)

Inizio

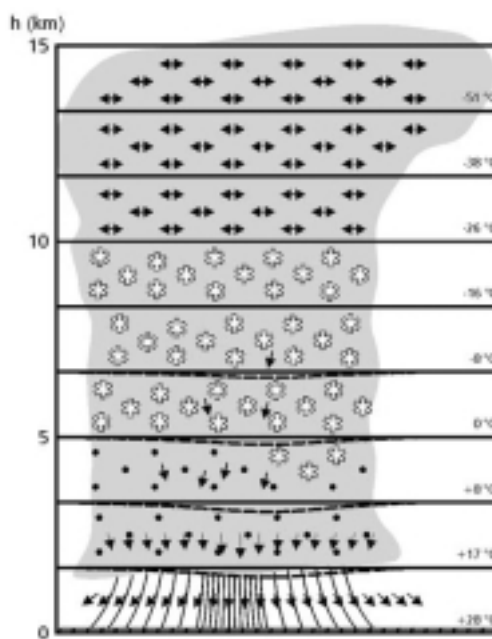


Pieno sviluppo



Rovescio

Dissipazione

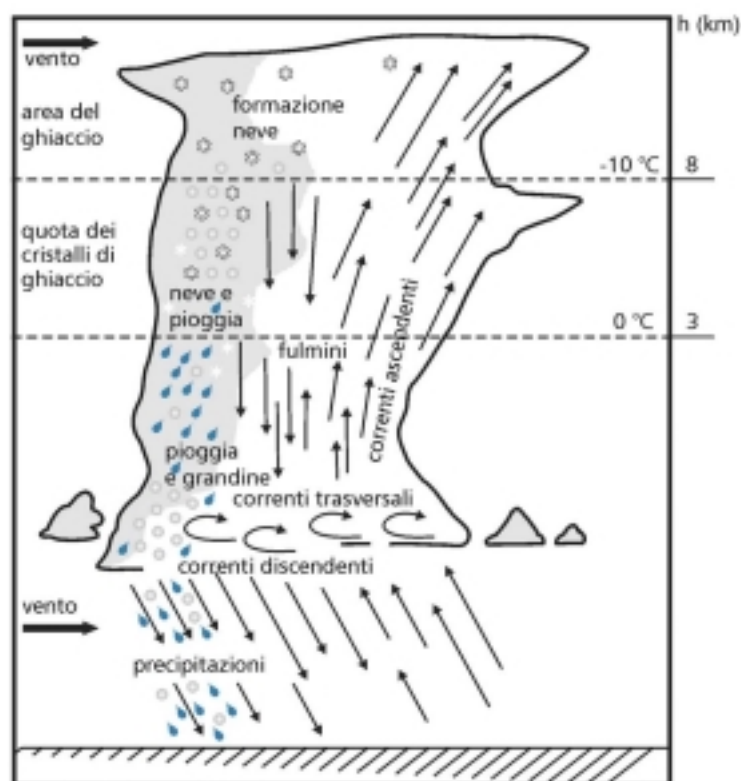


Pioggia leggera

e.17 Lo spaccato di un temporale maturo

La figura mostra lo spaccato di un temporale maturo, nella fase del pieno sviluppo. All'interno di un temporale ci sono forti correnti d'aria, sia ascendenti che discendenti. Queste correnti verso l'alto e verso il basso possono essere anche adiacenti, producendo variazioni di velocità verticale anche di parecchie decine di km/h. Vi sono inoltre zone dove si formano neve e cristalli di ghiaccio, altre dove si forma la pioggia, altre dove la neve e il ghiaccio fondono. Un granello di ghiaccio, "saltando" da una corrente all'altra, può fondersi parzialmente e poi tornare ad accrescersi più di una volta, prima di cadere al suolo, magari come grandine. Quando la neve, la grandine e la pioggia cadono, esse raffreddano l'aria che attraversano, rendendola più pesante di quella circostante; essa quindi comincia a discendere, arrivando di solito fino al suolo e producendo varie forme di turbolenza, che a volte si possono riconoscere anche dalle nuvole "a rotore" che si trovano a fianco della base della nuvola principale.

Le correnti fredde discendenti sono un prodotto del temporale e sono, nello stesso tempo, una delle cause che portano alla sua dissipazione, poiché ostacolano il sollevamento di aria calda e umida.

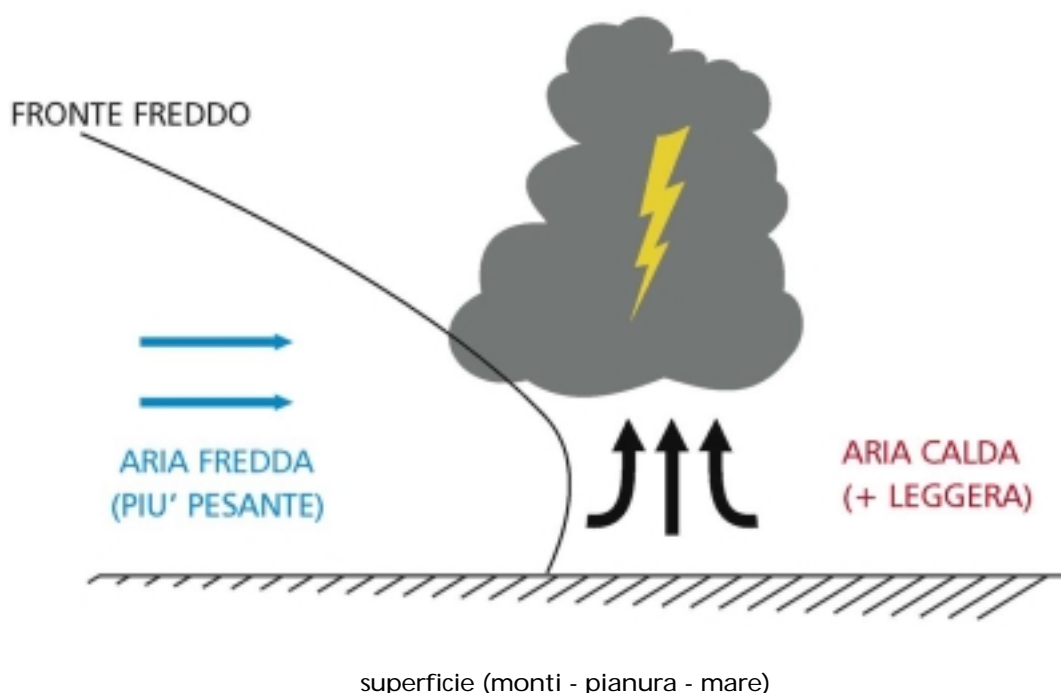


e.18 Il temporale da fronte freddo

I temporali possono avere diverse origini e sono uno degli elementi caratterizzanti della meteorologia del Friuli-Venezia Giulia, perlopiù nel semestre estivo (ma non esclusivamente).

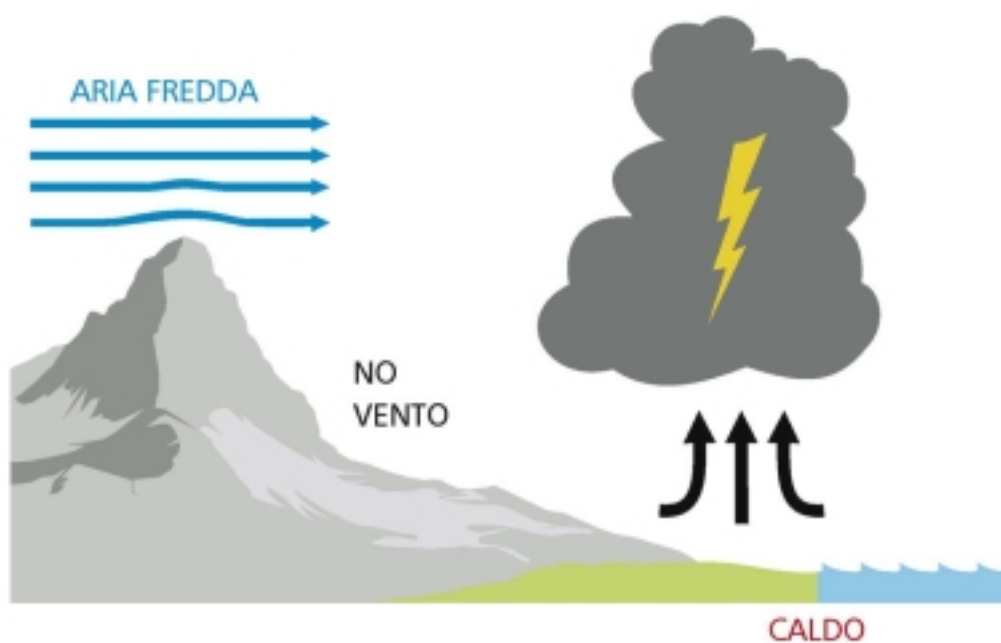
In e.7, e.11 ed e.13 sono già stati riportati vari casi di temporale dovuti a circolazioni locali di brezza.

Un'altra causa di temporale, importante perché molto frequente, è il fronte freddo, come illustrato in b.9, b.11 e b.12. L'aria fredda, incuneandosi sotto a quella più calda preesistente, normalmente più umida, la solleva bruscamente. Ciò dà inizio al processo che porta alla formazione di un temporale, come descritto negli schemi e.16.



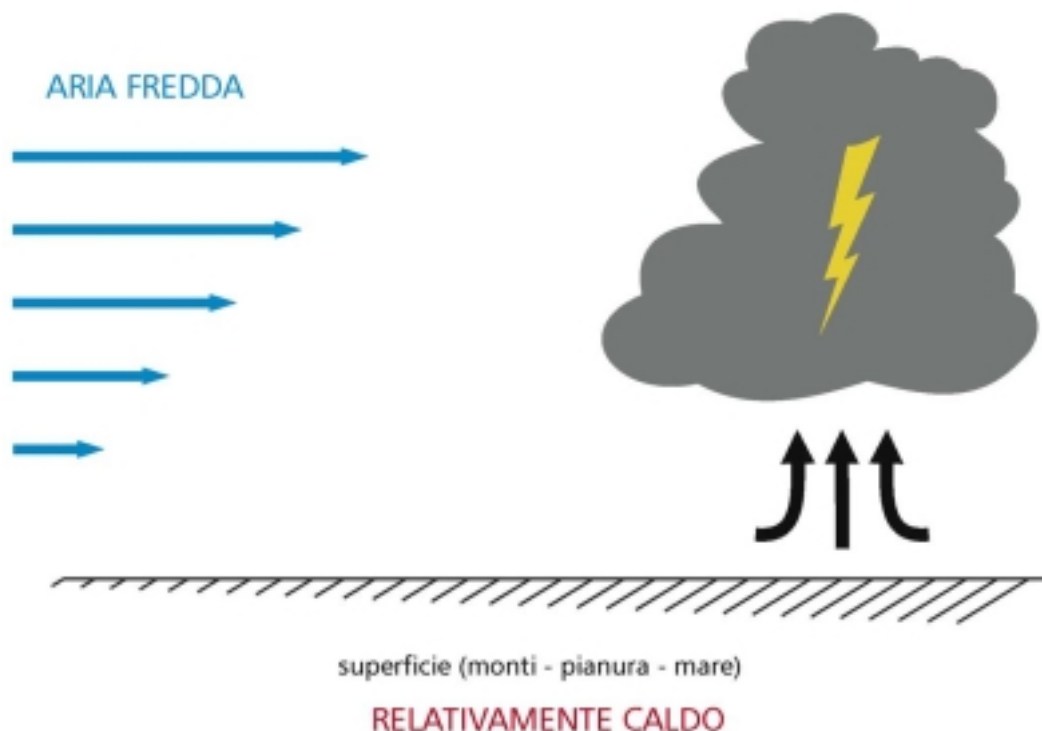
e.19 Il temporale da avvezione fredda in quota

Una variante del temporale da fronte freddo è quello da avvezione fredda in quota. In questo caso, infatti, si ha ugualmente l'arrivo (avvezione) di aria fredda, però non fino al suolo - come nel caso del fronte freddo - ma limitatamente agli strati d'aria in quota. Allora, se gli strati d'aria più bassi sono abbastanza caldi e se non soffia vento forte (come potrebbe essere la Bora), l'atmosfera può diventare sufficientemente instabile da portare ai primi sollevamenti spontanei di aria calda dal suolo, dando avvio così alla formazione di un temporale.



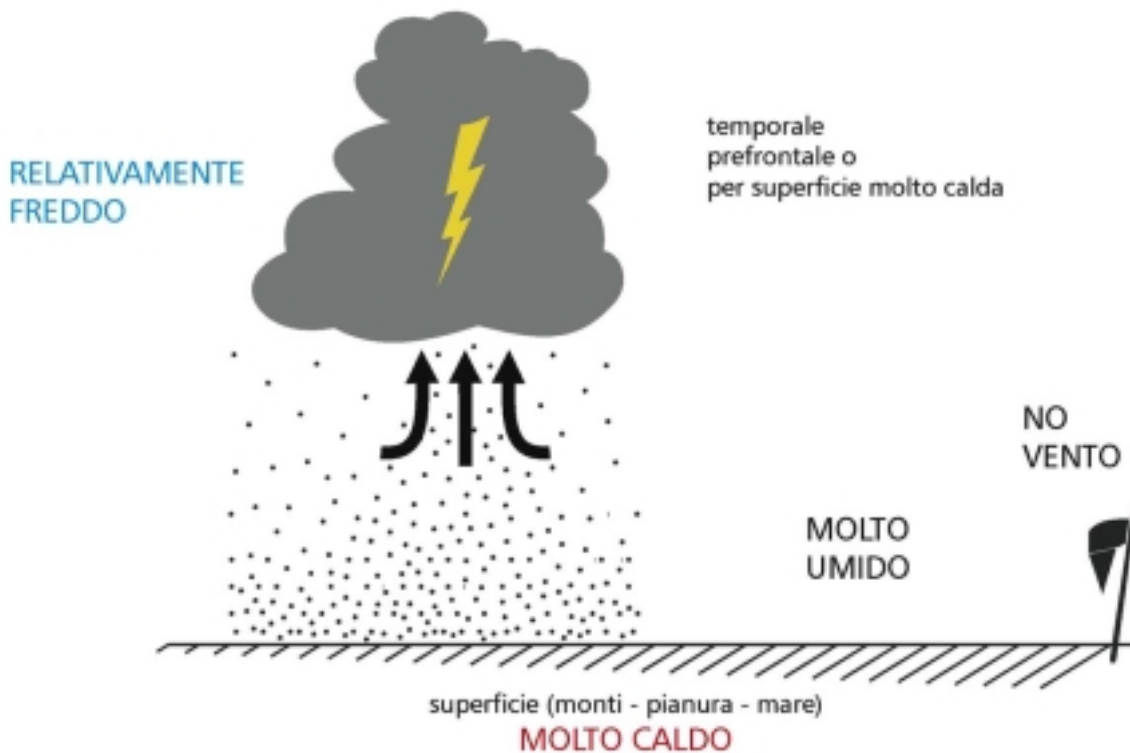
e.20 Il temporale postfrontale

Dopo il passaggio di un fronte freddo, invece, tutta l'aria si è raffreddata, sia in quota che al suolo. Il terreno, tuttavia, avendo una maggiore inerzia termica, si raffredda più lentamente e per farlo deve cedere il suo calore ai bassi strati atmosferici. Quindi, poco dopo il passaggio del fronte (in genere il giorno stesso o il giorno dopo), specie in piena estate, quando il suolo è molto caldo, i bassi strati possono ritornare sufficientemente caldi da portare l'atmosfera in uno stato di elevata instabilità. Ci sono quindi le condizioni per la formazione di un temporale.



e.21 Il temporale di calore

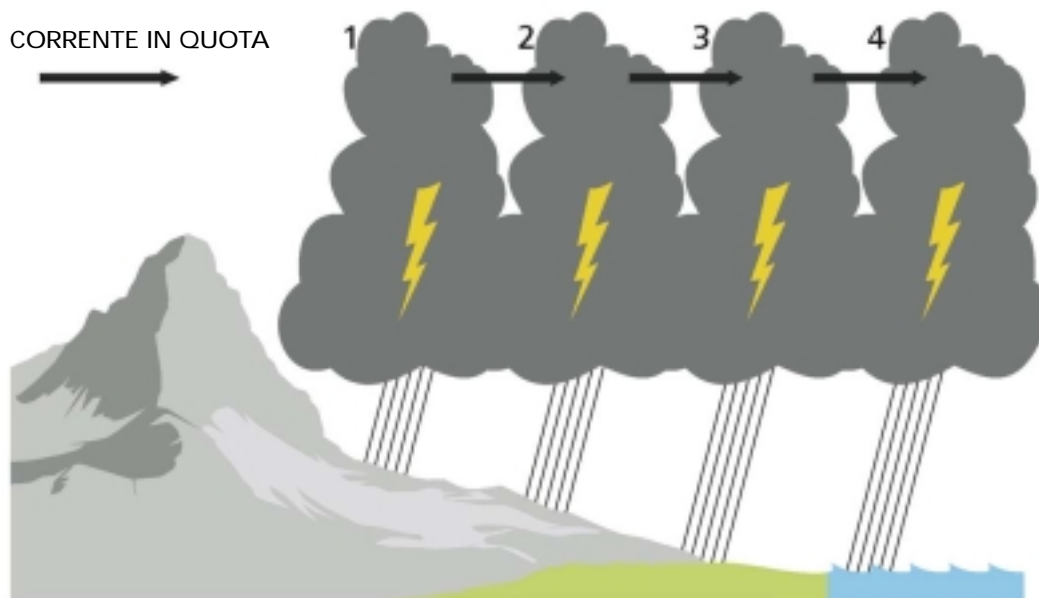
Un'atmosfera sufficientemente instabile può essere dovuta non solo ad un raffreddamento dell'aria in quota, come nei casi precedenti, ma anche ad un riscaldamento dell'aria a contatto con il terreno. Quindi, anche se in quota l'aria è solo relativamente fredda, può succedere che la superficie terrestre (in montagna, in pianura o sul mare) sia così calda da scaldare abbastanza i bassi strati d'aria. Se poi essi sono umidi e se c'è poco vento, ecco allora che gli ingredienti per il processo di formazione di un temporale (instabilità, umidità da condensare) sono presenti e il fenomeno può avviarsi.



e.22 Il temporale orografico trasportato

In Friuli-Venezia Giulia succede abbastanza spesso che i temporali nascano, per effetto delle brezze di valle o della brezza mare-pianura-prealpi, sulle montagne. Tuttavia, il loro destino può poi essere diverso a seconda delle correnti dominanti in quota. Può succedere che il vento dominante soffi dalle montagne verso il mare e che, quindi, verso sera il temporale, che se restasse in montagna andrebbe naturalmente ad esaurirsi, si sposti dapprima sulla pianura e a volte, attraversata, arrivi fino sul mare. Sulla pianura e sul mare esso trova nuova aria calda e umida, di cui nutrirsi, rinvigorendosi.

Poiché d'estate, per effetto dell'anticiclone delle Azzorre (vedi c.8), le correnti in quota sulle Alpi orientali soffiano spesso da nord-ovest, i temporali che nascono sulle Dolomiti, sulla Carnia e sulle prealpi friulane tendono a spostarsi verso sera sulla pianura friulana e poi sull'alto Adriatico.



e.23 La classificazione dei temporali

La tabella mostra un tentativo di classificazione per periodo del giorno, durata e spostamento dei temporali che più frequentemente interessano il Friuli-Venezia Giulia. Si sottolinea che si tratta di una schematizzazione sperimentale, con tutte le limitazioni che ciò comporta.

<i>TIPO DI TEMPORALE</i>	<i>PERIODO DEL GIORNO + FAV.</i>	<i>DURATA PREVEDIBILE</i>	<i>SPOSTAMENTO</i>
DA FRONTE FREDDO	—	2 - 6 ORE	DIPENDE DAL FRONTE
DA AVV. FREDDA IN QUOTA	—	1 - 4 ORE	SECONDO I VENTI IN QUOTA
POSTFRONTALE	—	1 - 4 ORE	SECONDO I VENTI IN QUOTA
DI CALORE	—	1 - 6 ORE	MINIMO
OROGRAFICO	POMERIGGIO - SERA	1 - 4 ORE	DALL'INTERNO VERSO IL MARE SECONDO I VENTI IN QUOTA



Le circolazioni e i fenomeni locali

LE GELATE

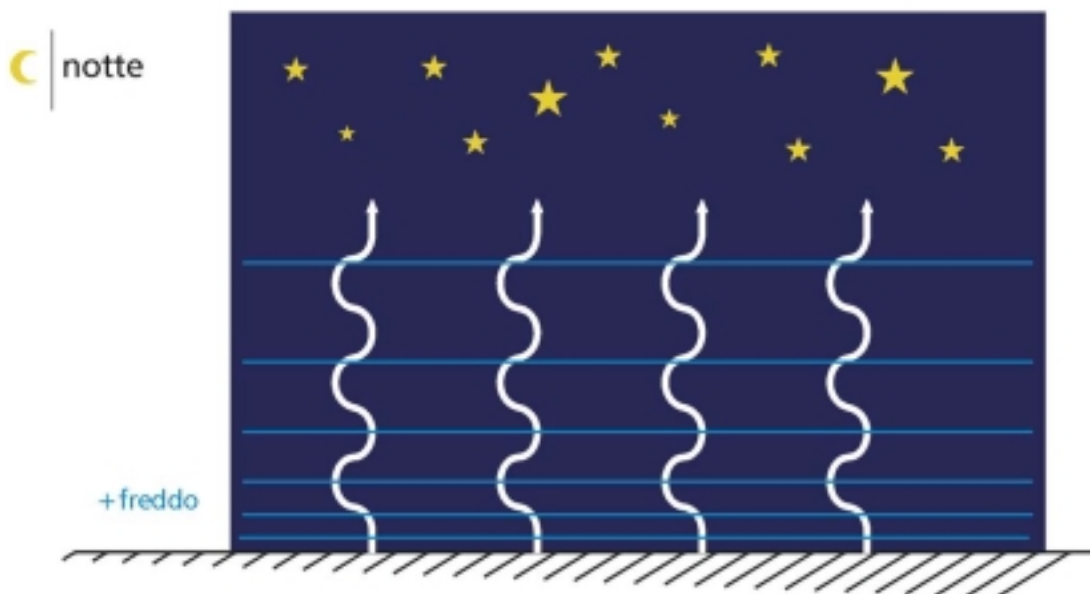
e.24 L'irraggiamento notturno

Un altro fenomeno locale che si manifesta spesso in Friuli-Venezia Giulia sono le gelate tardo-autunnali, invernali e primaverili da irraggiamento notturno.

L'irraggiamento è una delle forme di trasmissione del calore: esso viene trasmesso non per contatto né per trasporto di massa (vedi b.2, b.3), bensì tramite l'emissione di raggi infrarossi. Il terreno emette questi raggi, che si disperdono verso l'alto, e si raffredda. L'aria degli strati a più diretto contatto con il terreno viene da quest'ultimo raffreddata. Avviene così che, mentre la temperatura a contatto con il suolo può scendere anche di molto sottozero, pochi metri più in alto le temperature restino positive. In altri termini, si forma un'inversione (vedi a.9) da irraggiamento.

Questo fenomeno spiega anche perché certe colture meno resistenti al gelo riescano a sopravvivere meglio sulle prime colline, piuttosto che nella pianura immediatamente sottostante, oppure il fatto che sulle colture arboree i maggiori danni da gelo si osservano sulle gemme più vicine al suolo.

Determinante, per il verificarsi della gelata da irraggiamento, è l'assenza di vento (o perlomeno di forte vento): infatti, esso genera turbolenza e rimescola l'aria degli strati a contatto con il suolo con quella soprastante, più calda.





Le circolazioni e i fenomeni locali

LA QUOTA DELLE NEVICATE

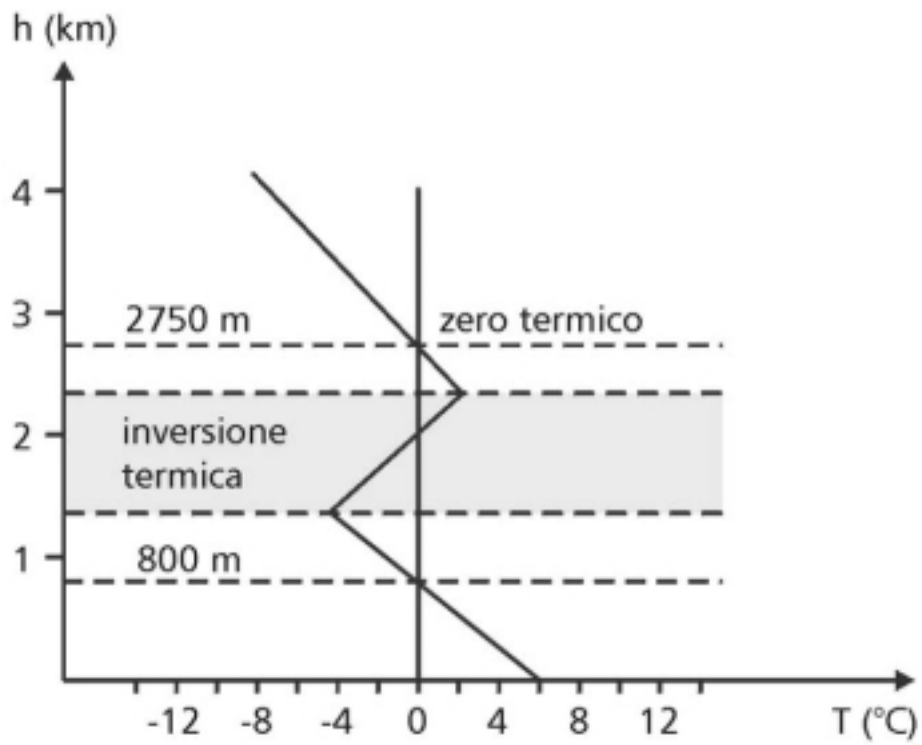
e.25 Lo zero termico e le inversioni

Un altro fenomeno locale di particolare interesse per le zone montane del Friuli-Venezia Giulia è la quota del limite delle nevicate. Essa varia da zona a zona in funzione di diversi fattori.

Normalmente, esiste una quota alla quale, man mano che si sale, la temperatura passa da positiva a negativa. È la quota dello zero termico.

In primo luogo, il limite delle nevicate dipende, ovviamente, da questa quota. Tuttavia, è molto frequente che d'inverno a mezza quota (indicativamente fra i 1000 e i 3000 m) ci siano delle inversioni termiche. Allora si verifica la situazione della figura: può esserci un primo zero termico, sotto l'inversione; poi la temperatura risale con la quota, all'interno dell'inversione, fino a valori positivi; e infine, sopra l'inversione, essa ridiscende sottozero. Si hanno così tre distinti zeri termici.

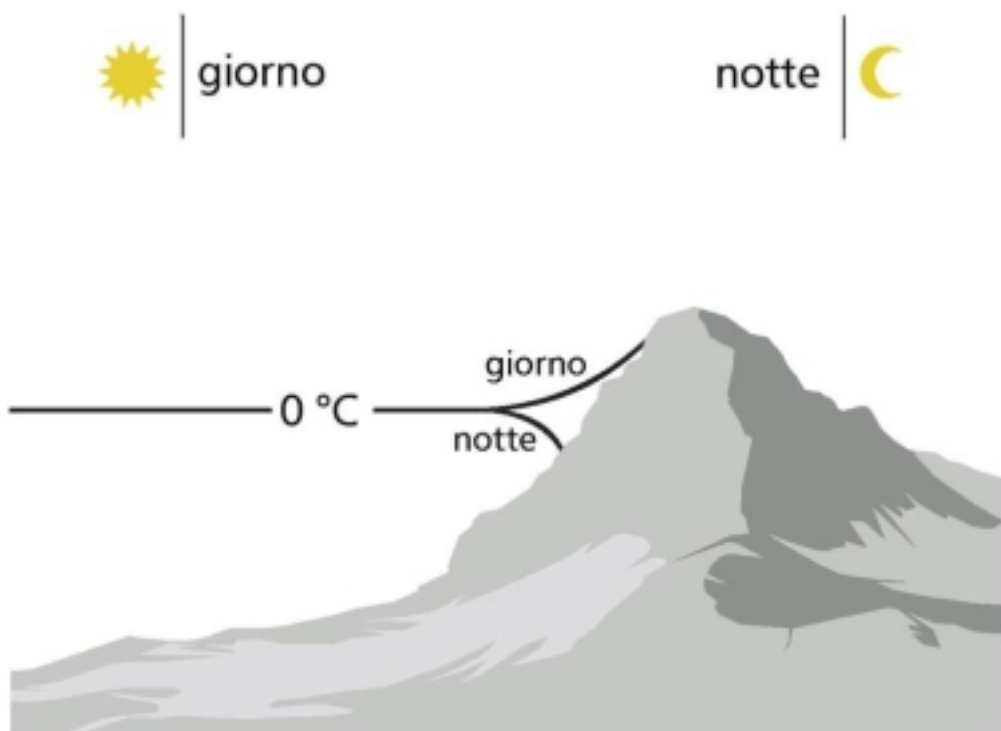
LO ZERO TERMICO E LE INVERSIONI



La quota dello zero termico in caso di inversione termica è definita come il livello più alto dove la temperatura nell'atmosfera passa da valori positivi a valori negativi

e.26 Lo zero termico di giorno e di notte con cielo sereno

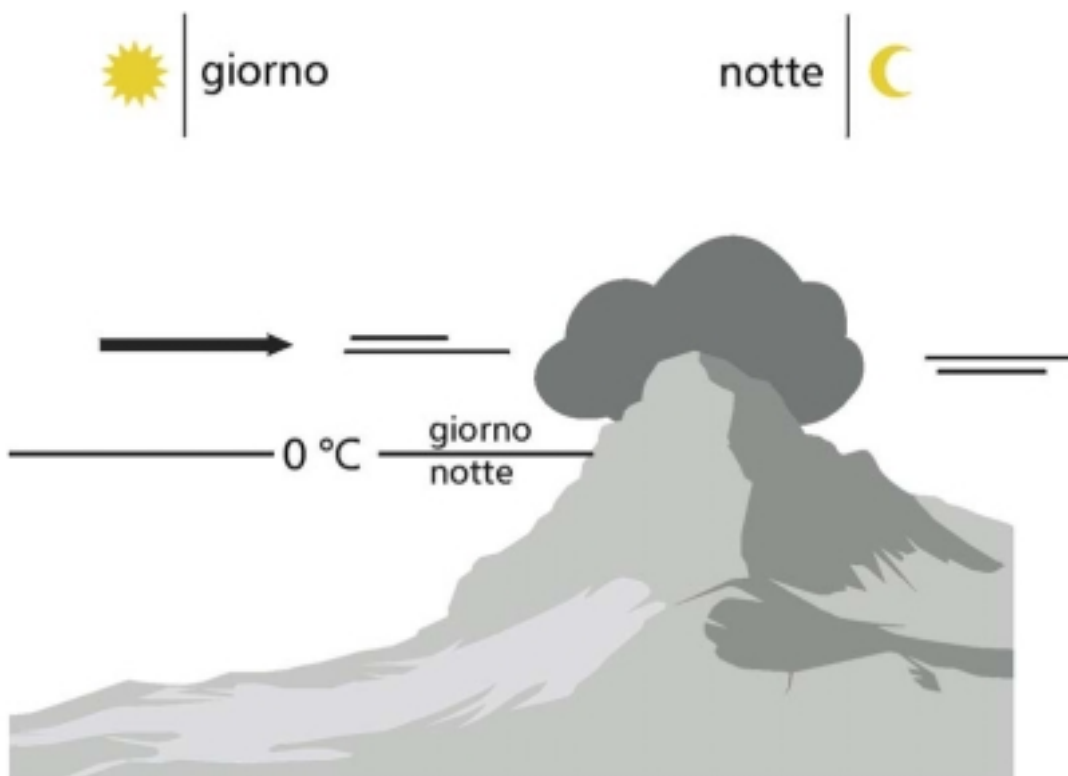
Per determinare la quota dello zero termico, bisogna anche tener conto che, vicino ai pendii, l'aria risente dei cambiamenti di temperatura del terreno. Così, se il cielo è sereno (o con poche nuvole), il suolo di giorno si riscalda, e con esso l'aria a suo contatto; ciò porta ad un temporaneo innalzamento della quota dello zero termico. Viceversa, di notte il suolo si raffredda, per irraggiamento, e con esso l'aria a suo contatto; ciò porta ad un temporaneo abbassamento della quota dello zero termico.



e.27 Lo zero termico di giorno e di notte con cielo coperto

Se, invece, il cielo è coperto (o, comunque, molto nuvoloso), di giorno il sole non raggiunge direttamente il suolo ed esso non si riscalda significativamente. Anche la quota dello zero termico, di conseguenza, non varia sensibilmente.

Di notte, il calore irraggiato dal terreno viene in gran parte riflesso dalle nuvole verso il suolo stesso, impedendone il raffreddamento. Nuovamente, la quota dello zero termico non si sposta di molto.



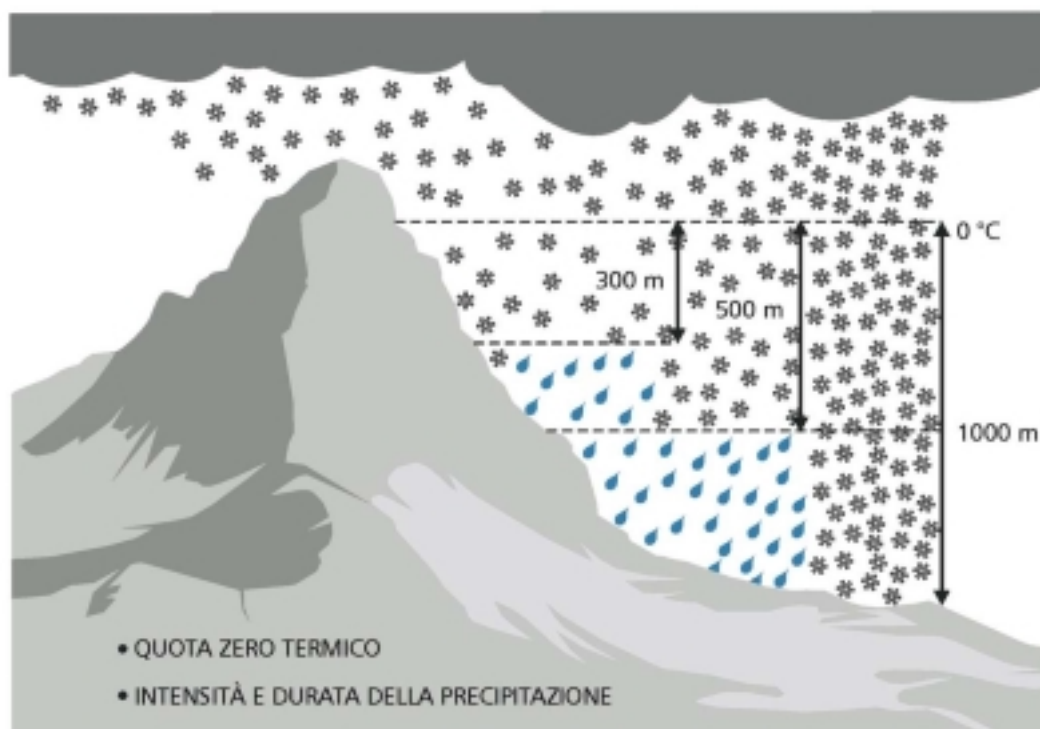
Anche l'intensità della precipitazione gioca un ruolo importante nella determinazione del limite delle neviccate.

Infatti, i fiocchi di neve, per sciogliersi, hanno bisogno di calore, che trovano nell'aria a temperature positive e glielo sottraggono, raffreddandola. Inoltre, la fusione del fiocco dura un certo tempo, durante il quale esso continua a cadere, restando neve, pur trovandosi in aria a temperatura positiva.

In caso di deboli precipitazioni, ci sono pochi fiocchi di neve per volume d'aria e il raffreddamento che essi provocano è scarso: i fiocchi riescono quindi a scendere sotto la quota dello zero termico solo per lo spazio che riescono a percorrere prima di sciogliersi. In genere, coprono un dislivello di 200 o 300 metri sotto la quota dello zero termico.

Man mano che le precipitazioni sono più intense, cresce anche il raffreddamento della massa d'aria prodotto dallo scioglimento della neve. In valli isolate, il raffreddamento è, inoltre, progressivo: cresce al passare del tempo. Si forma uno strato d'aria, tutto grossomodo a 0 °C, tanto più spesso verso il basso, a partire dalla quota iniziale dello zero termico, quanto più intensa è la precipitazione. Anche in questo caso i fiocchi di neve, poi, riescono a scendere anche sotto lo strato a zero gradi, per due o tre centinaia di metri. Complessivamente, la neve può scendere, in caso di precipitazioni intense, anche parecchie centinaia di metri al di sotto dello zero termico iniziale.

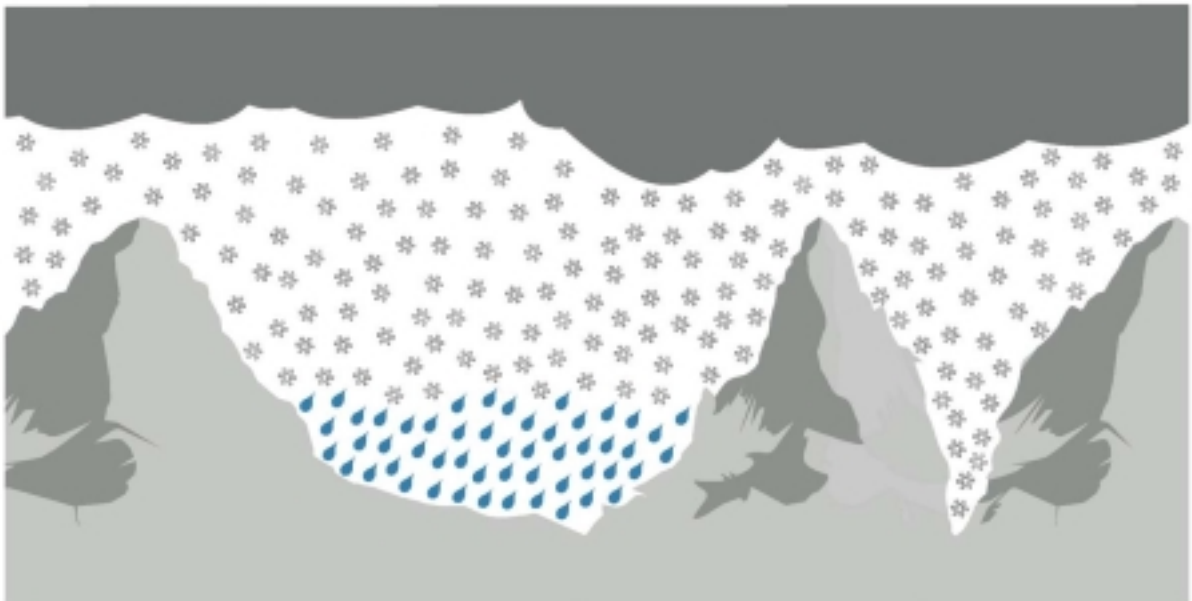
L'INTENSITÀ DELLA PRECIPITAZIONE



e.29 L'ampiezza della valle

La forma della valle può essere un altro elemento importante.

Supponiamo infatti che lo zero termico si trovi a mezza altezza, sui pendii della valle. Se la valle è stretta, il volume d'aria da raffreddare, affinché la neve arrivi fin sul fondovalle, è molto minore di quello che si avrebbe in una valle larga. In una valle stretta, pertanto, i fenomeni di raffreddamento dell'aria, quali il raffreddamento progressivo verso il basso degli strati d'aria interessati dallo scioglimento della neve, la presenza di terreno più freddo dell'aria, la presenza di un'inversione sul fondovalle o la discesa di aria fredda da monte, hanno molto miglior gioco che in una valle larga. È quindi più facile che la neve scenda fin sul fondovalle.

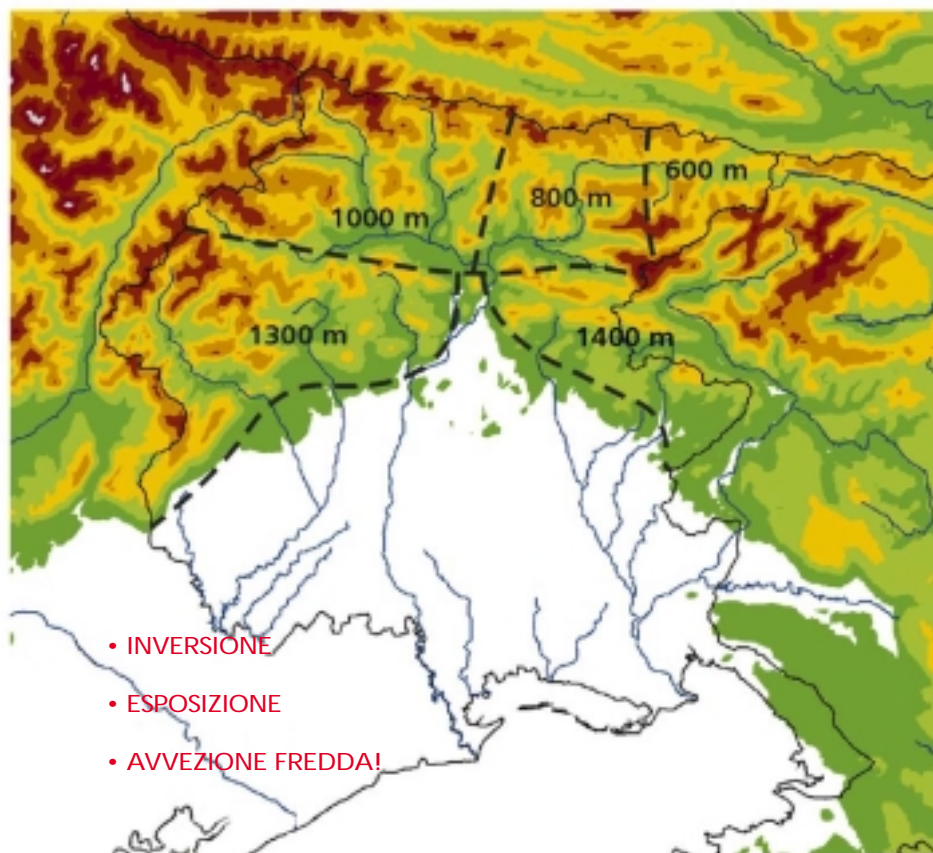


- FORMA DELLA VALLE
- INVERSIONE

e.30 La zona geografica

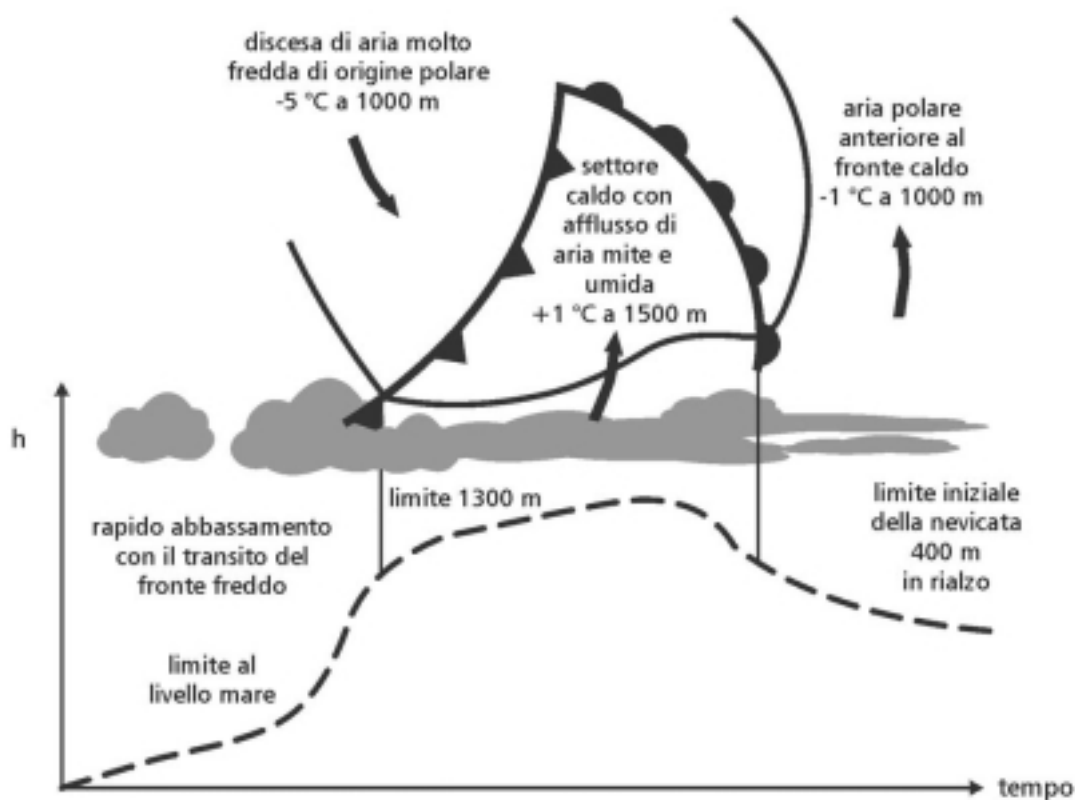
L'esposizione del gruppo montuoso alle diverse correnti, più mitigate o più rigide, porta ovviamente a livelli delle nevicate rispettivamente più alti o più bassi. Così, nelle condizioni tipiche di precipitazioni sulle Alpi friulane, con correnti meridionali, le prealpi sono direttamente investite dall'aria calda mediterranea e su di esse la quota della neve può essere considerevolmente più elevata che nelle valli più interne, dove, fra l'altro, è più facile che si formino e persistano inversioni termiche, con accumulo di aria fredda nelle vallate.

Se, poi, nei bassi strati (indicativamente sotto i 1000 m) si ha un richiamo di Bora, l'aria fredda da nord-est farà diminuire ulteriormente il limite della neve, specie sul Tarvisiano.



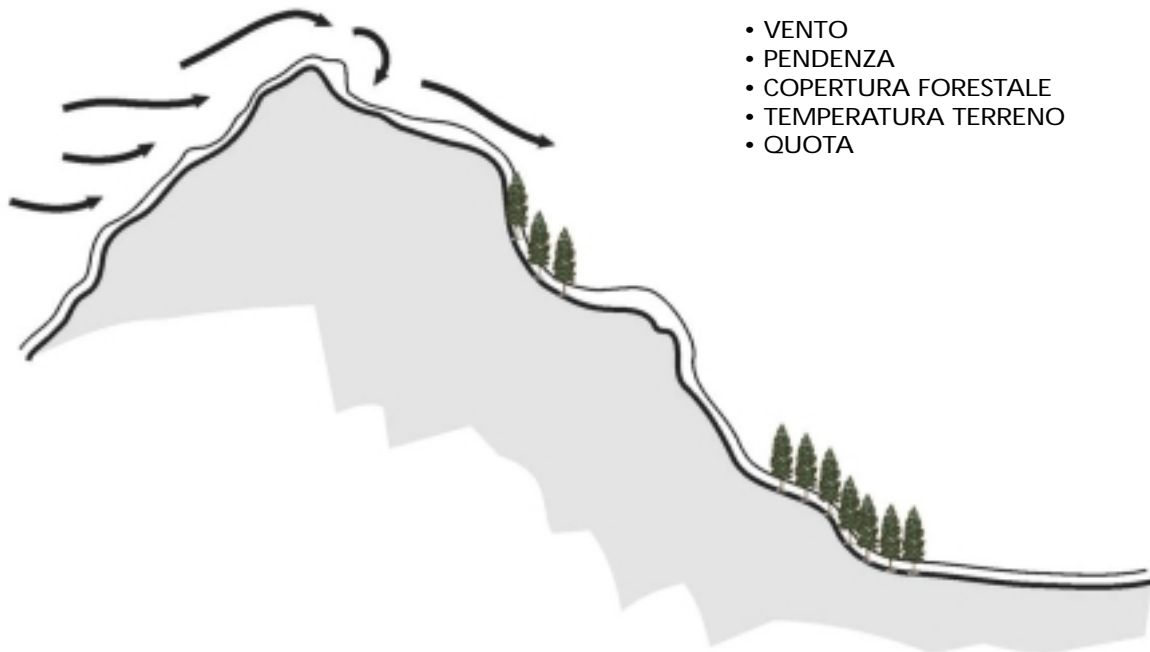
e.31 L'andamento durante il passaggio di un sistema frontale

La quota delle nevicata varia anche durante il passaggio delle varie fasi del sistema frontale. Data una certa massa d'aria fredda preesistente, all'arrivo del fronte caldo il limite si innalza e raggiunge il massimo all'interno del settore caldo. Con il passaggio del fronte freddo, viceversa, il limite si abbassa, e raggiunge la quota minima nella massa d'aria fredda postfrontale. Non è detto, però, che a questo punto si abbiano ancora precipitazioni.



e.32 L'accumulo della neve al suolo

Bisogna tener presente che la sola quota del limite delle nevicate non è l'unico elemento che influenza l'accumulo della neve al suolo. A parità di neve caduta dal cielo, in due luoghi diversi l'accumulo della neve al suolo dipende molto anche dal vento, che sposta la neve dalle zone più esposte a quelle sottovento, dalla pendenza, dalla presenza di boschi, che intercettano una parte della neve prima che raggiunga il suolo, dalla temperatura del terreno, che ne può favorire o inibire lo scioglimento, e, ovviamente, dalla quota, che determina la temperatura dell'aria.





Le situazioni tipo e la loro
possibile evoluzione

Ecco uno schema con qualche semplice regola per cercare di capire se la giornata che inizia o che è iniziata potrà portare o meno allo sviluppo di un temporale. Attenzione! Sono regole che, come ogni regola, possono avere le loro eccezioni. Sono regole che diventano molto più utili se chi le applica conosce la situazione meteorologica generale della giornata, per esempio perché la sera prima ha ascoltato e/o visto un bollettino meteorologico.

SE...

- AL MATTINO C'È LA BREZZA DI MONTE
 - INDICE DI SITUAZIONE GENERALE DI BEL TEMPO
 - POSSIBILI TEMPORALI
- AL MATTINO IN FONDOVALLE CI SONO NUBI BASSE E/O FOSCHIA, NEBBIA (SCARSA VISIBILITÀ)
 - ARIA UMIDA → BASE PER NUBI TEMPORALESCHIE
- AL MATTINO IN QUOTA È FREDDO, NON TANTO SOTTO
 - ATMOSFERA INSTABILE → TEMPORALI PIÙ FACILI
 - ... E VICEVERSA
- IN MATTINATA LE NUBI BASSE SI DISSOLVONO E RESTA FOSCHIA, VISIBILITÀ NON BUONA, IN QUOTA BELLO
 - ROTTURA DELL'INVERSIONE → INNALZAMENTI
 - FAVORISCONO I TEMPORALI
- VERSO METÀ GIORNATA SI SVILUPPANO NUVOLE CUMULIFORMI IN UN CIELO ABBASTANZA LIMPIDO
 - ATTENZIONE: CAMPANELLO D'ALLARME PER TEMPORALI
- SI OSSERVA LA DIREZIONE DEL VENTO IN QUOTA (NUBI SULLE CIME, ETC.)
 - INDIZIO SULLO SPOSTAMENTO DEI TEMPORALI

Questa pagina e le seguenti riportano altre semplici regole che permettono, con una certa approssimazione, di riconoscere le situazioni meteo tipiche del Friuli-Venezia Giulia. Valgono le precisazioni già fatte: che tutte le regole hanno le proprie eccezioni e che queste regole osservative diventano molto più utili se utilizzate da chi già conosce, anche se indicativamente, la situazione meteo a grande scala.

- + SE DA DIVERSI GIORNI IL TEMPO È BELLO E CALDO E NON CI SONO TEMPORALI
- + SE EVENTUALMENTE CI SONO CIRRI, STAZIONARI
- + SE I VENTI IN QUOTA SONO DEBOLI VARIABILI O, MEGLIO ANCORA, VENGONO DA NW, N, NE
- + SE LA VISIBILITÀ È BUONA, SPECIE AL MATTINO E IN QUOTA
- + SE AL SUOLO I VENTI SONO A REGIME DI BREZZA

↓

PROBABILMENTE SIAMO IN UN VASTO E FORTE ANTICICLONE,
IN ATMOSFERA STABILE E CON SCARSA UMIDITÀ

↓

PROBABILMENTE IL TEMPO RESTERÀ BELLO, CALDO
E CON BASSE PROBABILITÀ DI TEMPORALI

PERÒ SE

I VENTI AL SUOLO DA SW, S, SE SONO FORTI E/O SI RINFORZANO,
LA VISIBILITÀ NELLE VALLI DIMINUISCE

↓

ARRIVA ARIA UMIDA DALLA PIANURA O DAL MARE

↙

STA ARRIVANDO UN FRONTE,
SPECIE SE QUEI VENTI PERSISTONO ANCHE DI NOTTE E LA VISIBILITÀ DIMINUISCE ANCHE IN QUOTA

↘

SEMPLICEMENTE, LE BREZZE SONO FORTI ED AUMENTANO L'UMIDITÀ E LA PROBABILITÀ DI TEMPORALI

L'anticiclone d'intervallo; il fronte caldo estivo

- + TEMPO BELLO, QUALCHE TEMPORALE
- + VISIBILITÀ SCARSA, SPECIE AL MATTINO NUBI BASSE, NEBBIA IN FONDOVALLE
- + VENTI IN QUOTA DEBOLI / VARIABILI, EVENTUALMENTE CIRRI
- + NELLE VALLI VENTI A REGIME DI BREZZA



PROBABILMENTE ANTICICLONE DI INTERVALLO
ATMOSFERA UMIDA, NEUTRA O INSTABILE



PROBABILMENTE CONTINUERÀ IL TEMPO IN GENERALE BUONO,
MA CON PROBABILITÀ DI TEMPORALI ABBASTANZA ALTA,
SPECIE SE HA PIOVUTO DA POCO (+ UMIDITÀ → "PIOVE SUL BAGNATO")

-
- + CIELO VELATO O NUVOLOSO PER NUVOLE ALTE E SOTTILI, STRATIFORMI, ANCHE MOLTO ESTESE E/O ANCHE SEMITRASPARENTI



POSSIBILE FRONTE CALDO



ATMOSFERA STABILE



TEMPORANEAMENTE BEL TEMPO, PROBABILITÀ MOLTO SCARSE
DI TEMPORALI, PROBABILMENTE SEGUIRÀ FRONTE FREDDO O OCCLUSO

- + CIELO BLU INTENSO, VISIBILITÀ MOLTO BUONA A TUTTE LE QUOTE
- + VENTO IN QUOTA FORTE DA NW, AL SUOLO DEBOLE



PROBABILMENTE È APPENA PASSATO UN FRONTE FREDDO DA W, NW
ATMOSFERA NEUTRA O INSTABILE MA RELATIVAMENTE SECCA



TEMPO BUONO MA POSSIBILI TEMPORALI
(SPECIE SE HA PIOVUTO DA POCO → “PIOVE SUL BAGNATO”),
CHE PERMARRÀ TANTO PIÙ A LUNGO QUANTO PIÙ L’ARIA È CHIARA
E LIMPIDA, SPECIE SE POI IL VENTO RUOTA DA N, NE

-
- + CIELO BLU E VISIBILITÀ BUONA, SPECIE IN QUOTA AL MATTINO
 - + VENTI IN QUOTA DA N OPPURE NE
 - + VENTI AL SUOLO PREVALENTI DA NE OPPURE E E FRESCHI



PROBABILMENTE È APPENA PASSATO UN FRONTE FREDDO DA N
ATMOSFERA MOLTO STABILE



BEL TEMPO, SCARSE PROBABILITÀ DI TEMPORALE
→ CHE DURERÀ TANTO PIÙ A LUNGO
QUANTO PIÙ L’ARIA È CHIARA E LIMPIDA

- + CIRRI → CIRROSTRATI → ALTOSTRATI
- + CIELO BIANCASTRO, LATTIGINOSO
- + VISIBILITÀ SCARSA O IN DIMINUZIONE A TUTTE LE QUOTE, O ANCHE SOLO IN QUOTA
- + IN PIENA ESTATE CALDO SEMPRE PIÙ AFOSO, ANCHE OPPRIMENTE IN FONDOVALLE
- + VENTI IN QUOTA DA SW, S
- + VENTI AL SUOLO PREVALENTEMENTE DA SW, S, SE E SCOMPARSA DEL NORMALE REGIME DI BREZZA
- + I MONTI SCOMPAIONO DENTRO NUVOLE SEMPRE PIÙ BASSE (“CAPPELLO”)



STA ARRIVANDO UN FRONTE



TEMPO IN PEGGIORAMENTO CON TEMPORALI



VENTO A BASSA
QUOTA DA SW



PIOVERÀ DI PIÙ IN
FRIULI CENTRALE E ALPI
E PREALPI GIULIE



VENTO A BASSA
QUOTA DA SE



PIOVERÀ DI PIÙ
IN ALPI E PREALPI
CARNICHE

f.6 Il fronte in partenza

- + HA SMESSO DI PIOVERE
- + IL CIELO È NUVOLOSO, NUVOLE NON MOLTO BASSE
- + LA BASE DELLE NUVOLE È NITIDA
- + SOTTO LE NUVOLE ARIA FRESCA E LIMPIDA
- + MEGLIO ANCORA, SOTTO LE NUVOLE VENTI DA NW, N, NE



PROBABILMENTE STA PASSANDO UN FRONTE FREDDO

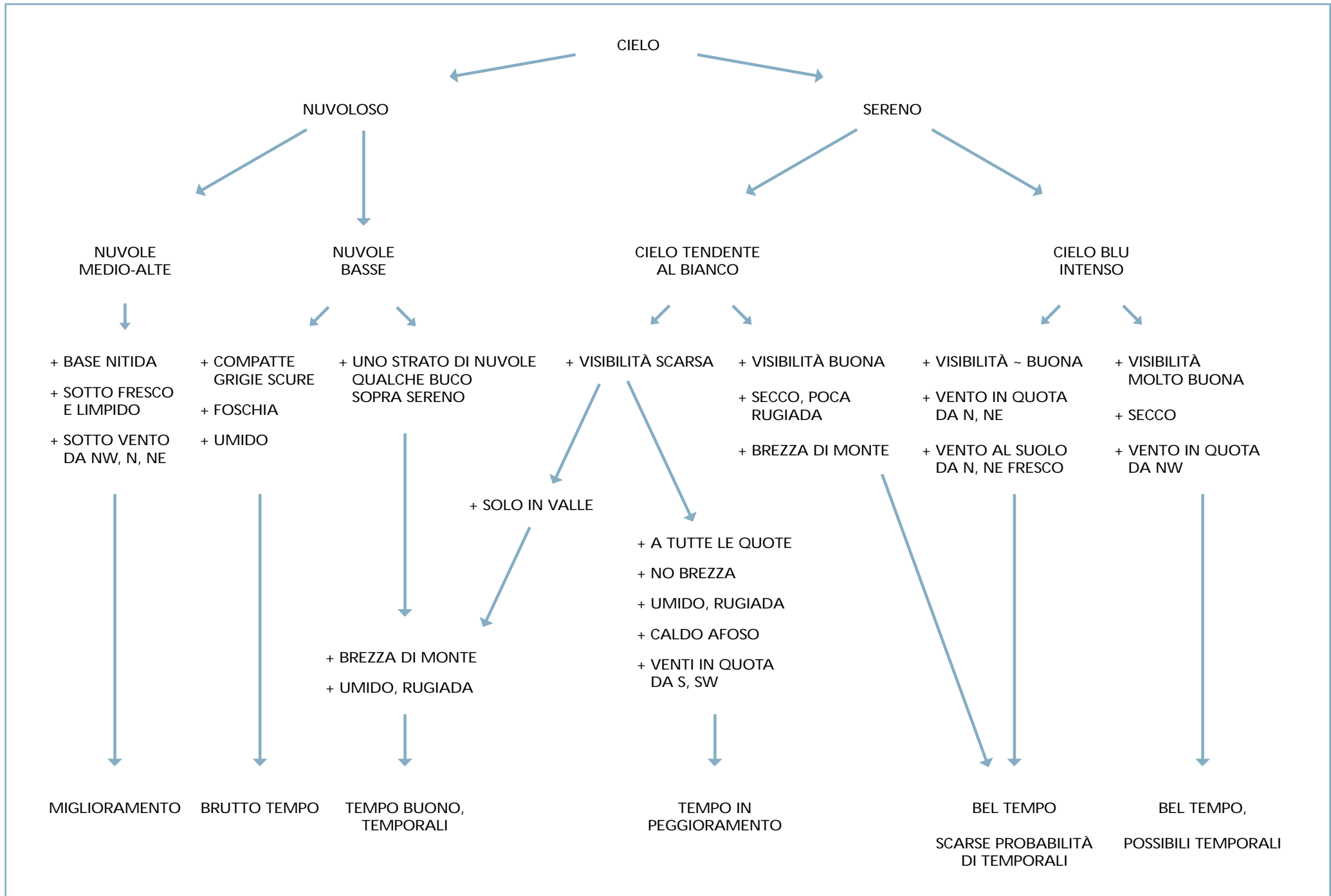


IL TEMPO PROBABILMENTE VA MIGLIORANDO

f.7 Un tentativo di sintesi

Anche la tabella della pagina a fianco è solo indicativa e approssimativa; anch'essa è valida in generale, ma ammette eccezioni.

La natura ha più fantasia e creatività delle schematizzazioni umane; la tabella è solo un aiuto, uno stimolo.



CIELO

NUVOLOSO

SERENO

NUVOLE MEDIO-ALTE

NUVOLE BASSE

CIELO TENDENTE AL BIANCO

CIELO BLU INTENSO

+ BASE NITIDA
+ SOTTO FRESCO E LIMPIDO
+ SOTTO VENTO DA NW, N, NE

+ COMPATTE GRIGIE SCURE
+ FOSCHIA
+ UMIDO

+ UNO STRATO DI NUVOLE
QUALCHE BUCO SOPRA SERENO

+ VISIBILITÀ SCARSA

+ VISIBILITÀ BUONA
+ SECCO, POCA RUGIADA
+ BREZZA DI MONTE

+ VISIBILITÀ - BUONA
+ VENTO IN QUOTA DA N, NE
+ VENTO AL SUOLO DA N, NE FRESCO

+ VISIBILITÀ MOLTO BUONA
+ SECCO
+ VENTO IN QUOTA DA NW

+ SOLO IN VALLE

+ BREZZA DI MONTE
+ UMIDO, RUGIADA

+ A TUTTE LE QUOTE
+ NO BREZZA
+ UMIDO, RUGIADA
+ CALDO AFOSO
+ VENTI IN QUOTA DA S, SW

MIGLIORAMENTO

BRUTTO TEMPO

TEMPO BUONO,
TEMPORALI

TEMPO IN
PEGGIORAMENTO

BEL TEMPO
SCARSE PROBABILITÀ
DI TEMPORALI

BEL TEMPO,
POSSIBILI TEMPORALI

TENIAMO SEMPRE PRESENTE CHE:

- IN ESTATE IN MONTAGNA SOLO UNA MINORANZA DEI GIORNI SONO GIORNI DI TEMPO BUONO E SENZA TEMPORALI
- IL TEMPORALE SPESSO SI SVILUPPA IMPROVVISAMENTE E INASPETTATAMENTE, ANCHE SE LE CONDIZIONI SEMBREREBBERO POCO FAVOREVOLI, E PUÒ ESSERE MOLTO PERICOLOSO



IN CASO DI TEMPORALE

- ALLONTANARSI DA ALBERI, ROCCE APPUNTITE O SIMILI
- ALLONTANARSI DA OGGETTI METALLICI, FILI, CAVI, TUBI, GRONDAIE...