

LENUBI

Di Marco Tadini

Iniziamo ora, con questo numero di Aviazione Sportiva, a trattare un argomento che risulta essere il naturale proseguimento di quello, recentemente affrontato, dei sondaggi termodinamici: dopo aver discusso di masse d'aria ascendenti e discendenti, vedremo ora di analizzare concretamente l'oggetto finale delle nostre teorie sulla stabilità ed instabilità atmosferica: le nubi.

Parlando di nubi si entra in uno degli aspetti più affascinanti della meteorologia, al di là di quelle che possono essere le nostre quotidiane vicissitudini aeronautiche. Possiamo difatti avere esperienza degli effetti del vento e delle temperature, ma solo le nubi possono "essere viste" ed è proprio questa loro caratteristica di "visibilità" a far sì che anche lo spettatore più profano si sia soffermato, almeno una volta nella vita, a guardare le nuvole in cielo, magari ad ammirare un cumulonembo temporalesco che si stagliava netto su uno sfondo sereno o ad apprezzare l'effetto di arrossamento delle nubi nella luce del tramonto.

A quel medesimo spettatore digiuno di meteorologia diremo anche che le nubi non sono un elemento caotico ed anarchico come potrebbe sembrare a prima vista, ma sono il risultato di processi atmosferici ben definiti, che hanno portato alla loro formazione e che ne permettono anche una classificazione molto particolareggiata, dalla quale possiamo ricavare indicazioni sulla condizione del cielo, sulla presenza o meno di umidità in quota, su quello che potrebbe essere il futuro sviluppo a breve termine del tempo atmosferico. Le nubi ci dicono se e quali tipi di precipitazione dobbiamo aspettarci e ci forniscono un'idea del "bilancio termico" che interesserà il territorio circostante: quanto calore verrà ricevuto nelle ore di insolazione e quanto rilasciato durante la notte, con evidenti ricadute sull'escursione termica giornaliera e la possibilità che si verifichino fenomeni come inversioni e, conseguentemente, le nebbie.

Figura 3 Una rappresentazione tridimensionale del processo di sollevamento adiabatico di una bolla di aria dal suolo e dalla conseguente formazione di una nube cumuliforme convettiva.

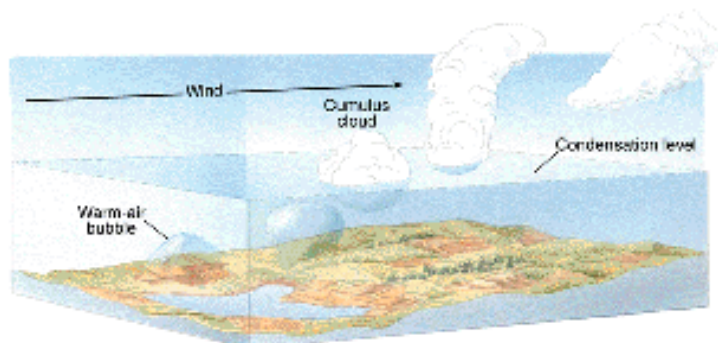


Figura 1 La "classica" rappresentazione di un fronte caldo: l'aria calda, più leggera, tende a scorrere al di sopra di quella fredda, più pesante, e dare luogo alla formazione di nubi stratiformi di altezza via via decrescente

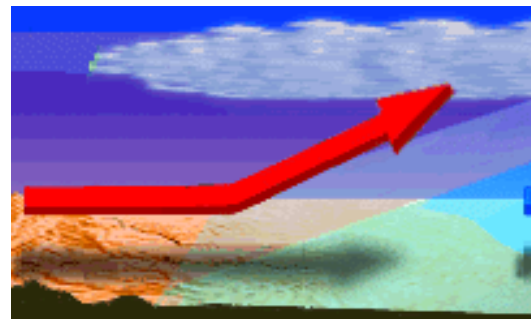


Figura 2 Una parimenti "classica" immagine di un fronte freddo: il brusco innalzamento dell'aria calda, provocato dall'irrompere del cuneo di aria fredda, si risolve nella formazione di nubi cumuliformi.



LA FORMAZIONE DELLE NUBI

Una nube è un insieme visibile di minuscole particelle di acqua o ghiaccio o di entrambe; essa deve la sua formazione all'azione aggregante esercitata dai cosiddetti *nuclei di condensazione*, cioè da quelle particelle di *pulviscolo atmosferico* che, essendo dotate di proprietà *igroscopiche*, risultano in grado di attirare a sé le microscopiche goccioline d'acqua che, altrimenti, si troverebbero a fluttuare libere nell'aria chiara. Esempi di queste particelle sono dati dal comune sale da cucina NaCl, strappato dalle superfici marine in seguito alla "polverizzazione" degli spruzzi e successivamente catturato dalle correnti atmosferiche dei bassi strati, ma anche da altri residui di origine artificiale, come quelli provenienti dalle attività umane di combustione. *Vapore acqueo* e *pulviscolo atmosferico* sono dunque i due elementi essenziali perché vi possa essere presenza di nubi e, in definitiva, di "meteorologia". Poiché sappiamo che questi due componenti si trovano concentrati nei primi chilometri di altezza della nostra atmosfera, ecco che la fascia troposferica risulta essere la sede naturale di tutti i fenomeni meteorologici, mentre eventuali nubi che si dovessero trovare a quote superiori (tropopausa o stratosfera) non risulterebbero tali secondo l'accezione troposferica del termine, ma, piuttosto, formate da polveri anche di origine non terrestre e quindi non implicate in alcun fenomeno di tipo meteorologico. Un esempio di queste nubi cosiddette *speciali* sono le *nubi nottilucenti*, che sono state riportate ad altezze mesosferiche comprese tra i 75 ed i 90 km, pari ad una quota tra 250.000 e 300.000 piedi, e che devono il nome alla loro natura estremamente tenue, che le rende osservabili solo dopo il tramonto del sole; si ipotizza che esse siano composte da fini polveri cosmiche con aggiunta di cristalli di ghiaccio, anche se non è ancora ben noto grazie a quale meccanismo sia possibile rintracciare acqua ad altezze così elevate (qualcuno è arrivato anche ad ipotizzare un apporto di origine interplanetaria o, meglio, cometaria). Stabilire

quali siano i diversi meccanismi che possono portare alla formazione di una nube, significa valutare in quanti diversi modi una massa d'aria possa essere portata al suo *punto di rugiada*, cioè ad una temperatura tale da avviare il processo di condensazione del vapore acqueo in essa contenuto (altrimenti invisibile all'occhio umano) in visibilissime gocce d'acqua, sempre fatta salva la necessaria presenza di una sufficiente quantità dei soliti nuclei di condensazione.

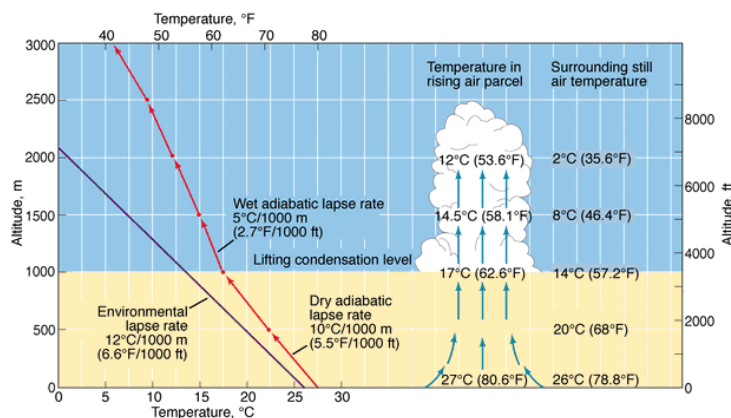
Nubi frontali

I fronti sono in grado di produrre la maggior parte dei tipi di nube classificabili in meteorologia; in un fronte è l'aria calda che risulta principalmente responsabile per la formazione delle nubi, poiché essa contiene molto più vapore acqueo rispetto a quella fredda. Secondo la teoria frontale, le nubi si possono formare quando:

- l'aria calda si raffredda scivolando "dolcemente" al di sopra di quella fredda (ne risultano le *nubi stratiformi* tipiche di un *fronte caldo*);
- l'aria calda si raffredda venendo violentemente sbalzata verso l'alto da quella fredda (con la formazione delle *nubi cumuliformi* da *fronte freddo*).

I *fronti caldi* si formano spesso ad est dei centri di bassa pressione, ovvero sia nella parte anteriore dei vortici depressionari, dove i venti meridionali spingono l'aria calda verso nord, costringendola ad assumere un lento movimento di risalita al di sopra della prospiciente aria fredda, più densa e quindi più pesante (Figura 1). Poiché, come abbiamo detto, questo scorrimento avviene in modo lento, esso sarà accompagnato dalla formazione di *nubi stratiformi*, cioè caratterizzate da una dimensione orizzontale più elevata rispetto a quella verticale; mentre l'aria calda sale in quota, il vapore acqueo in essa contenuto condensa così in nubi che possono produrre pioggia, neve, pioggia congelante, o anche tutti questi fenomeni insieme. La superficie di separazione tra le masse d'aria calda e fredda risulta inclinata dalla parte di un osservatore posto all'interno dell'aria fredda e può allungarsi per centinaia di chilometri al di sopra di questa; da ciò ne deriva che ad un fronte caldo in lento movimento possono essere associate ore, se non giorni, di nubi e tempo umido prima che dell'arrivo del fronte vero e proprio. Il primo segno dell'avvicinarsi di un fronte caldo è la comparsa delle *nubi alte*, composte interamente di aghi di ghiaccio: *cirri* e *cirrostrati* ad invadere quasi completamente il cielo, anche accompagnati da *cirrocumuli*, nel caso in cui il moto di risalita dell'aria calda presenti qualche turbolenza al proprio interno. Le nubi alte non sono apportatrici di pioggia e la loro comparsa precede di quasi 24 ore quella del relativo fronte, che risulterà arretrato di circa un migliaio di chilometri. Con l'avvicinarsi del fronte, l'aria calda si viene a trovare a quote sempre più basse e, quindi, anche le nubi cominciano a presentare un *ceiling*¹ inferiore: dopo quelle alte fanno così la loro comparsa anche le *nubi medie*, *alto-cumuli* e *altostrati* e con esse le prime precipitazioni. Dagli

¹ In gergo meteorologico, l'altezza della base delle nubi.



© John Wiley & Sons, Inc.

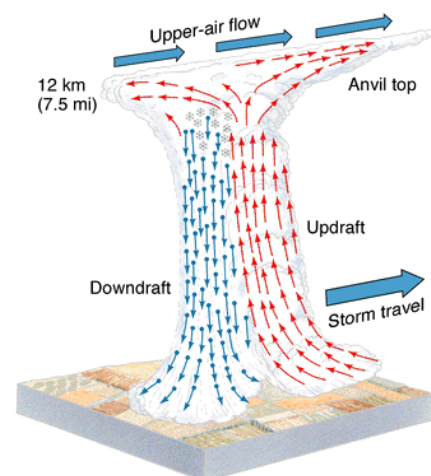
Figura 4 La formazione di nubi cumuliformi in atmosfera caratterizzata da instabilità superadiabatica.

Figura 5 Lo sviluppo di una nube temporalesca caratterizzata dalla cima "ad incudine" (anvil top).

altostrati comincia quindi a cadere una pioggia che a volte evapora prima di raggiungere il suolo e che viene quindi percepita come intermittente; tuttavia, quando l'aria calda arriva ad invadere le regioni più basse dell'atmosfera, il cielo si riempie di nubi basse (*stratocumuli*, *strati* e *nembostrati*) e la pioggia diventa copiosa, pur presentandosi sempre "minuta" e conservando la caratteristica "placidità" delle precipitazioni stratiformi.

Il *fronte freddo* rappresenta, invece, la superficie di separazione (o, meglio, la linea disegnata dall'intersezione di questa superficie con il suolo) che separa una massa d'aria fredda in avanzamento verso quella calda. Non appena un fronte freddo fa la sua comparsa, l'aria fredda, più pesante, s'incunea sotto quella calda, più leggera, provocandone il violento innalzamento (Figura 2); il processo di condensazione del vapore acqueo avviene dunque più rapidamente di quanto visto nel caso precedente, e le nubi che ne derivano presenteranno il classico aspetto *cumuliforme* (*cumuli*, *stratocumuli* e *cumulonembi*), cioè con una dimensione verticale molto più pronunciata di quella orizzontale. Anche le precipitazioni associate ad un fronte freddo avranno una natura caratteristica, differente da quelle frontali calde, presentando una maggiore intensità ed una minore durata (assumendo quindi natura di *rovescio* o anche *temporalesca*²) e venendo solitamente accompagnate da raffiche di vento.

² La differenza tra un *temporale* ed un *rovescio* viene definita dalla presenza o meno di fenomeni elettrici.



© John Wiley & Sons, Inc.

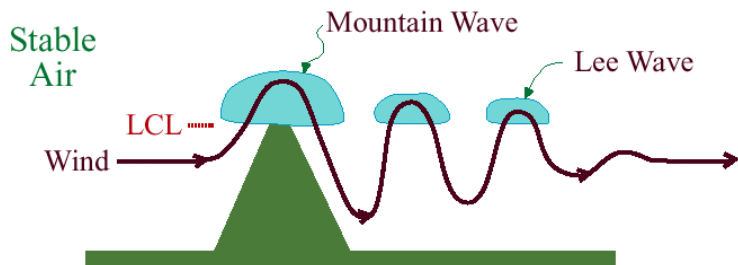
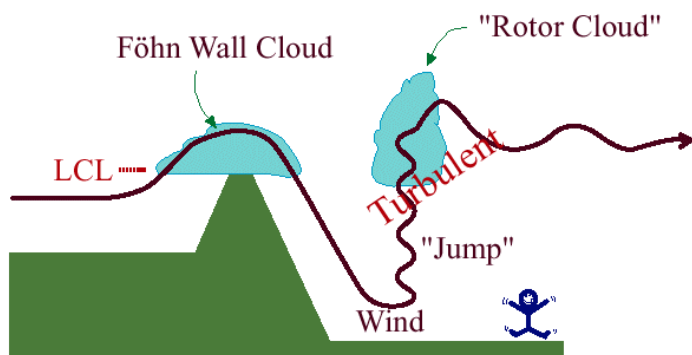


Figura 6a La formazione di nubi orografiche in atmosfera stabile: nubi lenticolari appaiono nelle creste delle onde sottovento, mentre la cima del rilievo orografico appare nascosta da una nube che la "incappuccia" completamente.

Figura 6b In atmosfera instabile, invece, il versante sottovento presenta fenomeni di turbolenza altamente pericolosi per il volo (rotori).



Nubi convettive

Il meccanismo della convezione viene innescato quando una massa d'aria si ritrova ad essere più calda della circostante atmosfera; il perché ciò avviene è essenzialmente dovuto al differente riscaldamento subito dai diversi punti della superficie terrestre a causa della loro natura disomogenea. Sappiamo tutti, per esperienza personale, che la sabbia viene riscaldata molto più velocemente rispetto all'acqua del mare: dopo un'adeguata insolazione, diviene praticamente impossibile camminare a piedi nudi su una spiaggia senza scottarsi, mentre entrando in mare non si percepisce una sensazione analoga. Questo perché la sabbia presenta una *capacità termica* diversa da quella dell'acqua, essendo le sue proprietà differenti in termini di *calore specifico*, ovvero sia in termini della quantità di calore necessaria per innalzare di un solo grado centigrado la propria temperatura. La sabbia possiede dunque un calore specifico inferiore a quello dell'acqua: anche un minimo assorbimento di calore può causarne un aumento di temperatura, laddove l'acqua (termicamente più "inerte") risulta "più lenta" a reagire al pari irraggiamento solare. Ovviamente il discorso funziona anche al rovescio: alla sabbia sarà sufficiente un minimo rilascio di calore per poter abbassare la propria temperatura, mentre il contemporaneo raffreddamento dell'acqua marina avviene più lentamente. Ecco il perché della sensazione di calore che proviamo facendo il bagno di notte, dopo aver camminato su una spiaggia molto più fredda. Quello che invece forse non tutti sanno è che la nostra atmosfera si riscalda per l'assorbimento non della radiazione solare diretta, ma

della componente riflessa dalla superficie terrestre. Il Sole, astronomicamente parlando, è una stella gialla, la cui emissione elettromagnetica possiede un massimo ad una lunghezza d'onda a cui l'atmosfera è sostanzialmente trasparente; i raggi solari possono quindi arrivare direttamente sulla superficie del pianeta e riscaldarla, in misura proporzionale alla diversa natura delle sue parti (acque e terre emerse; deserti e montagne, ecc.). Il terreno diventa poi esso stesso sorgente di radiazione elettromagnetica, riemettendo il calore ricevuto sotto forma di radiazione elettromagnetica *infrarossa*, cioè ad una lunghezza d'onda diversa da quella incidente ed a cui l'atmosfera non è più trasparente; gli strati d'aria più bassi subiscono così un'influenza da parte del suolo, che sarà diversa a seconda della natura dello stesso. La variazione delle proprietà ottiche conseguenti ad un forte riscaldamento nei bassi strati spiega, ad esempio, il fenomeno dei miraggi nei deserti, mentre lo stesso forte raffreddamento della sabbia nelle ore notturne giustifica l'elevata escursione termica diurna caratteristica delle medesime regioni. Quando la temperatura si sarà innalzata in misura sufficiente da provocare la diminuzione della densità di una limitata porzione della sovrastante atmosfera (la famosa *bolla d'aria*, di cui abbiamo tanto parlato in passato), ecco che questa si distaccherà dal suolo ed inizierà un moto di risalita verso livelli atmosferici superiori.

Riprendendo brevemente gli argomenti già esposti a proposito del *sondaggio termodinamico*, ricordiamo che devono ora essere considerati i diversi *gradienti termici*, quali chiavi per una miglior comprensione dei meccanismi che portano alla formazione delle nubi convettive. Prima di tutto vi è il cosiddetto ELR (*Environmental Lapse Rate*), il gradiente atmosferico "reale", che varia da istante a istante e, soprattutto, da luogo a luogo e che viene periodicamente rilevato proprio grazie all'impiego delle *radiosonde*. Ma la bolla d'aria in ascesa si raffredda ad un ritmo di 1°C ogni 100 metri, che (a parte un caso particolare) è diverso da quello della ELR e che viene indicato come DALR (*Dry Adiabatic Lapse Rate*), dove il termine "adiabatico" indica la totale assenza di scambi di calore o interazioni tra la bolla stessa in ascesa e l'aria circostante, mentre per "secco" s'intende caratteristico di un'umidità relativa inferiore al 100%. Sappiamo a questo punto che è il confronto tra i due gradienti a definire il grado di stabilità o instabilità dell'atmosfera ed a decidere se la bolla d'aria potrà continuare la propria salita, arrivando così al punto di saturazione, o venire fermata prima che ciò possa avvenire (Figure 3 e 4). Se il livello di saturazione viene raggiunto, il calore rilasciato durante il processo di condensazione riduce il tasso di raffreddamento della bolla d'aria in salita, portandolo a circa 0,6°C ogni 100 metri, valore che viene indicato come SALR (*Saturated Adiabatic Lapse Rate*). La nube prodotta da un processo di tipo convettivo è classicamente quella di tipo *cumuliforme*; la sua altezza dipenderà dal contrasto tra la "forza" della spinta termica iniziale ed il grado di stabilità

della circostante atmosfera. Le nubi cumuliformi possono raggiungere anche altezze considerevoli, arrivando sino al limite della troposfera; si assiste così alla formazione di imponenti nubi dalla caratteristica testa piatta (l'incus citata in apertura e visibile in *Figura 5*). Ma, ancora, ciò non costituisce un limite ultimo, in quanto l'inversione termica caratteristica della tropopausa può essere vinta in presenza di appropriate condizioni ambientali e la spinta iniziale andare ad esaurirsi a livelli superiori a quelli troposferici. Non è impossibile, anche alle nostre latitudini, vedere così grossi cumuli che presentano piccoli "bozzi" sulla loro "testa piatta"; il "bozzo" significa proprio che, in quel punto, la spinta ha permesso di sfondare la troposfera e la nube, invece di appiattirsi contro di essa, ha potuto proseguire oltre il suo sviluppo.

Nubi orografiche

L'innalzamento di una massa d'aria, con i relativi processi di condensazione che ne conseguono, può essere ricondotto anche alla presenza di cause di tipo *meccanico* oltre che termico; tipico esempio è ciò che avviene quando le correnti atmosferiche impattano un ostacolo orografico e, per superarlo, aumentano la propria quota, raffreddandosi adiabaticamente. Le nubi che ne risultano sono essenzialmente di due tipi fondamentali, dipendenti dal valore dell'ELR presente al momento della condensazione (*Figure 6a e 6b*)

- nubi *stratiformi*, se la condensazione avviene in atmo-

sfera *stabile*;

- nubi *cumuliformi*, quando invece il processo avviene in atmosfera *instabile*.

Inoltre, quando il sollevamento viene originato da una catena orografica, le correnti che ricadono oltre l'ostacolo descrivono una serie di onde, dette appunto *onde orografiche*, che possono propagarsi anche per parecchi chilometri dal lato sottovento. L'aria, che si muove risalendo la cresta di una di queste onde, subisce un raffreddamento di tipo adiabatico e, al superamento del proprio punto di rugiada, condensa dando il via alla formazione di una nube; il processo si interrompe non appena la stessa aria ridiscende dalla cresta, riscaldandosi e tornando nuovamente al di sopra del punto di rugiada. Ne risulta una nube che descrive esattamente la forma della cresta dell'onda e che, per questo motivo, viene detta *nube lenticolare*; sono facilmente riconoscibili non solo per l'aspetto caratteristico, ma anche perché non appaiono muoversi seguendo il vento, rimanendo stazionarie in corrispondenza delle creste ove si sono formate. Essendo solitamente della famiglia degli altocumuli, e quindi possedendo una quota che è quella media troposferica, le nubi lenticolari sono di scarso interesse per i piloti di ULM ed aerei leggeri; tuttavia la loro presenza è indice della possibile esistenza di altri fenomeni di tipo orografico a quote inferiori (rotori, ecc.), da tenersi nella più ampia considerazione soprattutto quando il volo si svolge in prossimità dei medesimi rilievi che le hanno originate. ✈