Meteorologia applicata al volo delta

li Plinio Rovesti



LA TEMPERATURA ATMOSFERICA



A questo punto del nostro studio riteniamo indispensabile soffermarci a spiegare alcuni concetti e alcuni termini riferentisi a fenomeni che hanno stretta attinenza con le condizioni che determinano la formazione delle correnti termiche ascendenti e discendenti, che è argomento capitale per il volo veleggiato.

Innanzi tutto ci domandiamo: donde e come si genera la temperatura atmosferica?

La temperatura, si sa, è un effetto del calore, e questo - secondo quanto insegna la fisica - è una forma particolare di energia, che mette in moto gli atomi e le molecole di cui è costituita la materia. Il diverso stato in cui si presenta lo stesso corpo, ora solido, ora liquido, ora aeriforme, non da altro dipende che dal diverso ritmo del moto che anima le estreme particelle che lo compongono. Se per ipotesi noi riuscissimo ad arrestare ogni moto della materia, avremmo in essa la totale assenza di calore: giungeremmo cioè al freddo vero e proprio. ossia a quel limite che la fisica chiama "zero assoluto" e che è posto a 273 gradi sotto lo zero del termometro centigrado. Quel limite è considerato come la base naturale della scala della temperatura, il punto a cui deve essere riferita ogni misura, che voglia aveve valore assoluto, poiché si ritiene che non esistano temperature inferiori a quella.

La dottrina suesposta si applica anche ai gas che compongono l'atmosfera. Devono essi pure essere considerati come un mondo di cui le innumerevoli minuscole particelle sono, per effetto del calore, in continua agitazione. Il moto che anima le loro molecole varia di velocità in relazione alla temperatura assoluta. Se questa scendesse allo zero assoluto, si avrebbe nell'atmosfera una immobilità mortale. Tra corpi a temperatura diversa avvengono scambi di calore con tendenza all'equilibrio termico.

I meccanismi di propagazione del calore nell'atmosfera sono tre: la conduzione, la convezione e la radiazione.

La conduzione consiste nel passaggio di calore per contatto da un corpo più caldo ad un altro più freddo. L'aria che riposa sopra una superficie calda acquista calore per conduzione. Quella che riposa sopra una superficie fredda si raffredda per semplice contatto.

La convezione è il trasferimento di calore per mezzo delle correnti termiche verticali. La radiazione è il mezzo di trasferire energia radiante sotto forma di onde, procedenti in linea retta e alla velocità di trecentomila chilometri al minuto secondo.

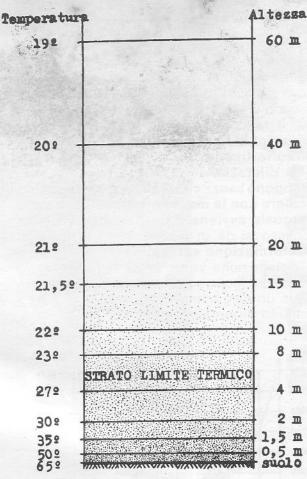
L'energia calorifica che provvede allo svolgimento dei fenomeni meteorologici proviene interamente dal sole. Il processo per effetto del quale la radiazione ondulatoria si trasforma in calore si denomina "assorbimento". Per esso si ha un aumento di temperatura nel corpo assorbente: aumento che, a parità di condizioni, varia a seconda della conducibilità, del calore specifico e della diversa capacità che i corpi hanno di assorbire la radiazione. Per la misura di questa i fisici si basano sopra un tipo particolare di corpo, il "corpo nero perfetto", che è quello che assorbe tutta la radiazione che riceve. Di solito, un buon assorbente è anche un buon irradiatore, come un cattivo assorbente è anche un cattivo irradiatore. Così uno specchio, dotato di alto potere riflettente, assorbe ed emette radiazioni in minima misura. La irradiazione termica del suolo si verifica sia di giorno che di notte; è facile capire però che a mezzogiorno la terra riceve più calore di quello che perde, mentre poco prima del tramonto del sole, è superiore la perdita al guadagno. In conclusione, nel corso del giorno, il suolo è soggetto a forti oscillazioni termiche.

Bisogna ora aggiungere che quella certa quantità di calore che il termometro attesta presente nell'atmosfera, non è che solo in parte l'effetto del passaggio attraverso di essa dei raggi solari; in parte ben più grande, ossia per circa il 70% del suo valore, è invece l'effetto della irradiazione terrestre, in quanto la superficie della terra assorbe la radiazione solare e, col calore ricevuto e poi irradiato, riscalda l'atmosfera. Non si deve tuttavia immaginare che la terra sia del tutto scoperta di fronte al sole ed esposta quindi ai pericoli ed ai danni di una eccessiva insolazione; nell'aria è sempre presente in maggiore o minore misura, il vapore acqueo, il quale costituisce come un velo protettore, che per un verso arresta in parte i raggi del sole, diminuendone l'eccessivo ardore, e per l'altro verso vieta che si disperda troppo rapidamente il calore assorbito dalla terra e da questa irradiato poi nell'atmosfera.

Abbiamo già detto che la temperatura differisce da luogo a luogo per la natura del suolo. È questo un punto che interessa in particolar modo il pilota volovelista, che ha bisogno di trovare correnti calde ascendenti che lo mantengano in volo. Orbene, siccome le rocce che compongono la crosta terrestre non hanno lo stesso calore specifico (calore necessario per innalzare di 1° C la temperatura dell'unità di massa di un corpo), così accade di osservare notevoli variazioni di temperatura da luogo a luogo, anche in regioni poco estese. Inoltre la presenza o l'assenza di vegetazone ha molta importanza come fattore della temperatura locale, giacché le piante assorbono una parte assai notevole del calore solare che esse impiegano nelle loro molteplici funzioni vitali. Infine, anche il grado di umidità del terreno influisce sul riscaldamento del suolo: la maggior parte del calore che arriva ai pantani ed ai prati acquitrinosi viene infatti assorbita nel processo di evaporazione; ben poco è quello che contribuisce ad elevare la temperatura del suolo. I terreni coperti di neve assorbono gran parte della radiazione calorifera infrarossa, non diversamente da ciò che accade con le superfici annerite, impiegandola, però in evaporazione e fusione, mentre le radiazioni luminose e di raggi ultravioletti vengono quasi completamente riflessi. È facile capire, pertanto, come i costoni montani nevosi non cedano calore all'aria in contatto con essi e come la neve, dal punto di vista volovelistico, presenti qualche interesse soltanto in que punti dove chiazze di roccia o di terreno scoperto determinano notevoli salti di temperatura fra la superficie nevosa e quella del costone montano nudo.

Ci resta da studiare infine la distribuzione verticale della temperatura: una tale indagine è di importanza capitale per i problemi del volo veleggiato. Abbiamo già avuto occasione di dire negli articoli precedenti come la temperatura diminuisca progressivamente con la quota. Diremo ora come tale decremento della temperatura con la quota s'aggiri, nelle zone di media latitudine, sui 0,6°C per ogni 100 m diaaltezza, e come lo stesso decremento venga denominato "gradiente termico verticale".

È molto importante notare come lo strato d'aria vicino al suolo si possa riscontrare, in giorni di grande calura, un gradiente termico verticale straordinariamente forte. La figura 1 mostra i valori assunti dalla temperatura inuno strato d'aria tra il suolo e 60 metri di altezza, fissati in una rapida registrazione termo-elettrica. Si rileva da essa che tra il suolo e i 15 metri si è riscontrato un gradiente termico verticale medio di 2,9°C per ogni metro di elevazione.



Tale fatto ha come conseguenza un aumento della densità dell'aria lungo la verticale, per cui si determina una spontanea circolazione sotto forma di sottili filetti di aria fredda disce'ndenti e di sottili filetti di aria calda ascendenti. Questo fenomeno prende il nome di autoconvezione e si produce soltanto i prossimità del suolo nel cosiddetto "strato limite termico". Esso si riscontra nei giorni molto caldi dell'estate ed è spesso reso visibile su zone surriscaldate, ad esempio sulle strade asfaltate, ove può dar luogo a strani fenomeni ottici, per cui gli oggetti lontani appaiono capovolti, come se si rispecchiassero in un'acqua tranquilla.

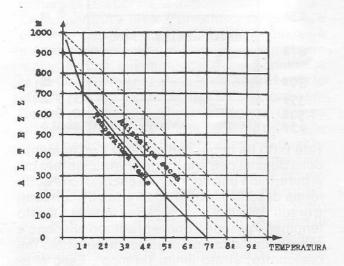
Nei giorni di gran calura eativa, il flusso dell'aria termicamente ascendente sopra lo strato limite termico è reso spesso visibile dal levarsi dal suolo fortemente riscaldato da vorticose trombe di polvere, che salgono a spirali sinuose, trasportando con sè pezzi di carta, fili di paglia e foglie secche.

Una questione di particolare importanza è quella di determinare il comportamento della temperatura di una massa atmosferica in movimento verticale. Durante il movimento ascendente l'aria si ritrova a doversi di continuo mettere in equilibrio di pressione con l'atmosfera che costituisce l'ambiente, e poiché questa, di mano in mano che si sale si va rarefacendo, anche quella deve rarefarsi, cioé espandersi. Ora, questo espandersi, secondo

una nota legge fisica, è accompagnato da una diminuzione di temperatura che è pari a circa 1°C ogni 100 metri. Qualora invece, l'aria sia discendente, ha luogo il fenomeno opposto: avviene cioè, la compressione di essa e, con la compressione, un aumento della temperatura, secondo la legge fisica già ricordata.

Ora, il fatto importante è questo, che le variazioni di temperatura nell'aria in movimento verticale, conseguenti al fenomeno della dilatazione o della compressione, avvengono senza che si abbia alcun scambio di calore con la massa atmosferica in seno alla quale avviene il movimento. A questo processo si dà in meteorologia il nome di "trasformazione adiabatica".

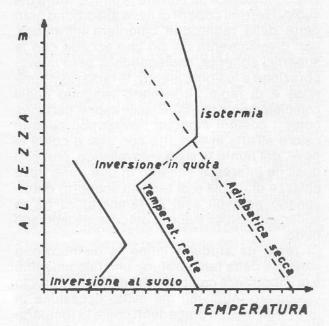
La distribuzione verticale della temperatura può essere facilmente e utilmente rappresentata in un diagramma "temperatura altezza", costituito da un sistema di assi rettangolari.



In esso i valori della temperatura sono riportati sulla coordinata orizzontale e quelli della pressione, ossia dell'altezza, su quella verticale. La linea a tratto continuo rappresenta il regime reale della temperatura, ossia quello della massa atmosferica in riposo ("curva di stato"), mentre la linea a tratto discontinuo indica l'andamento adiabatico di una particella d'aria isolata supposta in movimento verticale, ossia le variazioni che in essa la temperatura subirebbe con il progredire o il regredire dell'altezza. A scopo illustrativo riportiamo nell figura 2 un diagramma temperatura-altezza, che rappresenta un caso di distribuzione verticale della temperatura fino a 1.000 metri di quota, e su di esso richiamiamo l'attenzione dei deltaplanisti per la grande importanza che tale distribuzione ha nella formazione di quei movimenti ascendenti termici che tanto interessano il volo veleggiato.

Qui nel concludere l'argomento della "temperatura", vogliamo sottolineare che la legge, a

cui più volte abbiamo accennato, secondo la quale la temperatura subisce un abbassamento che progredisce col progredire dell'altezza, è soggetta a frequeti ed importanti infrazioni a causa delle cosiddette "inversioni termiche", ossia per la formazione di strati d'aria nei quali la temperatura aumenta procedendo dal basso verso l'alto. Tali strati di inversione termica possono formarsi frequentemente vicino al suolo nelle notti calme e serene, allorquando per la forte irradiazione terrestre il suolo e gli strati d'aria ad esso prossimi, si raffreddano molto e l'assenza di movimento nell'atmosfera impedisce il consueto rimescolarsi delle masse d'aria. Si nota però che, particolarmente in pianura, tali strati di inversione sono poco estesi e si disperdono appena il sole, sorgendo, riattiva le correnti aeree verticali. Importanza assai maggiore hanno per il volo veleggiato gli strati di inversione che si formano in quota, dove essi sono intimamente collegati con la stratificazione delle nubi e dove assumono estensioni assai notevoli (figura 3).



Il fenomeno dell'inversione termica ha luogo spesso sui 2.000 metri circa (banchi di strato cumuli), ma non è raro riscontrarlo alle quote di formazioni di altri tipi di nubi, da 500 metri (banchi di strati) a 8.000 metri (banchi di cirrostrati). Durante le ore notturne col raffreddamento della massa atmosferica, gli strati di inversione subiscono un abbassamento. Quello che importa soprattutto rilevare, ai fini pratici che ci siamo proposti, è che essi costituiscono come una zona di sbarramento dei moti ascendenti dell'aria, cioè di quelle correnti termiche di cui tanto si vale il volo veleggiato.

PLINIO ROVESTI