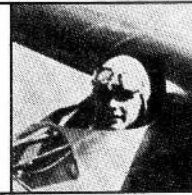


Meteorologia applicata al volo delta

di Plinio Rovesti



I VENTI



I moti dell'aria sono conosciuti col nome di venti. Il pilota ha, nel vento, ora un alleato di cui si può valere, ora un nemico che gli impone la sua guerra: bisogna dunque conoscerlo nella sua genesi, nella sua forza, nelle sue leggi per esserne non servi ma padroni.

Qual è la genesi del vento?

Non v'è dubbio che il vento ha la sua causa principale in uno squilibrio della pressione atmosferica, determinato quasi sempre da variazioni di temperatura. Il vero signore dei venti è dunque il sole, che scalda inegualmente terre e mari e distribuisce perciò variamente temperature e pressioni, determinando le condizioni nelle quali insorgono i venti. Una prova comune della verità di questa spiegazione la si ha nel fenomeno delle brezze marine: di giorno, poiché la terra si scalda più presto e in maggior misura dell'acqua, le brezze soffiano dal mare alla terra; di notte, quando la terra s'è raffreddata più di quanto si sia raffreddata l'acqua, le brezze spirano dalla terra al mare. La stessa spiegazione si può dare, seppure su più larga scala, nel fenomeno dei "monsoni": venti che durante la stagione estiva spirano dai mari ai continenti, perché lì l'aria, più calda che sopra i mari, si eleva, richiamando correnti meno calde dall'oceano. Durante l'inverno le cose si invertono: l'aria marittima, più calda, si eleva, ed allora affluiscono dalla terra correnti di aria più fredda.

In Europa, l'arrivo di masse d'aria calda e umida di tipo monsonico è un fenomeno isolato, che ha la durata di pochi giorni, mentre sulla costa meridionale dell'Asia - e particolarmente dell'India e della Cina e sulla costa orientale dell'America, soprattutto del Brasile e degli Stati Uniti - i monsoni sono un fenomeno caratteristico della stagione estiva. Essi determinano spesso quelle condizioni propizie alla formazione di strade di nubi cumuliformi, associate a vigorosi vortici in banda combinati con notevoli velocità orizzontali del vento, che ci sono già note e che sappiamo tanto utili per l'effettuazione di voli veleggiati di grande distanza.

Chi ha posto mente talora alla voce del vento, ha notato certamente che il suo soffio non è continuo né uguale, ma che si alterna con ritmo più o meno frequente a delle pause. Tale è sempre il costume del vento; e, se talvolta ci può sembrare che il suo alito sia uguale, si dà merito al nome di "vento teso" che gli danno i meteorologi, ciò accade perché le variazioni della sua intensità sono tanto lievi da doversi praticamente considerare come di nessun conto. Il vento, infatti, non è uno spostamento di masse d'aria uniforme, ma una successione di brevi pulsazioni di varia amplitudine e di differente

direzione, così che il verso di esso, e ancora più la sua velocità, sono soggetti a sensibili variazioni, pur entro brevi intervalli. Tali oscillazioni del vento sono del tutto irregolari e, mentre in quota vengono a livellarsi perché manca l'influenza perturbatrice degli ostacoli terrestri, vicino al suolo sogliono apparire molto manifeste; per venti che hanno velocità inferiori ai 15 Km/h l'andamento è tranquillo ed uniforme, ma quando invece il vento è animato da velocità superiori, allora assume l'andamento di una corrente pulsante, in cui si alternano impeti e riposi con ritmo più o meno frequente: gli anemometri hanno potuto registrare talora, in un minuto, fino a 20 di queste pulsazioni, che, comunemente, si chiamano "raffiche" o "folate" o "colpi di vento". L'ampiezza di queste pulsazioni è data dalla differenza tra la massima e la minima loro velocità.

Le pulsazioni del vento sogliono assumere maggiore ampiezza nei luoghi dove il suolo presenta maggiori disuguaglianze, essendo riconosciuto da tutti che esse hanno appunto origine dall'attrito del vento contro il suolo. Di mano in mano che si sale, le pulsazioni vanno diminuendo d'intensità fino a placarsi del tutto ad una certa quota, che varia da 600 a 1.000 metri. Questo strato superficiale turbolento, il cui spessore dipende dalla natura del suolo, si chiama "strato limite dinamico" (fig. 1).

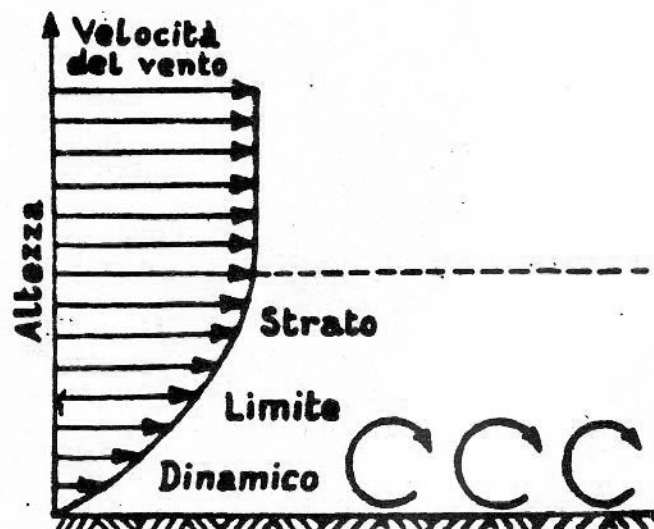


Fig. 1 - Strato limite dinamico superficiale.

Il vento, oltre che essere turbato dalla presenza degli ostacoli terrestri, è modificato anche dalla resistenza dell'attrito interno; la quale si manifesta, pur quando l'aria scorre su superfici lisce e piane, a

causa della viscosità dell'aria. L'aerodinamica infatti ci insegna che nello strato aderente alle superfici lisce e piane, l'aria scorre laminarmente (cioè come se la sua massa fosse composta da tanti sottili strati sovrapposti) e con una velocità che va sempre aumentando di mano in mano che ci si allontana dalla superficie di scorrimento.

Il cambiamento della velocità del vento nell'ambito dello strato dinamico, comincia a farsi sentire sensibilmente ad una cinquantina di metri dal suolo. Quando a terra la velocità del vento supera i 20 nodi (circa 40 Km/h), la procedura di avvicinamento dei deltaplani che si portano all'atterraggio, deve essere fatta con la massima cautela. In tali situazioni, al di sotto dei 50 metri, si deve aumentare gradatamente la velocità anemometrica, sino al raggiungimento di circa 30 Km/h in più della velocità minima di sosten-tamento.

Per definire un vento si deve tener conto di due elementi: la direzione e la velocità.

La direzione è data dal punto cardinale da cui il vento proviene.

Tutti conoscono la cosiddetta "rosa dei venti", figura circolare, rappresentante l'orizzonte della bussola, divisa in 32 parti uguali (chiamate aree o rombi) ciascuna delle quali indica le 32 principali direzioni dei venti: i quattro venti che hanno direzione corrispondente ai quattro punti cardinali - N - E - S - W - si chiamano rispettivamente: "vento di tramontana", "vento di levante", "vento di mezzogiorno", "vento di ponente"; gli altri quattro che corrispondono alle direzioni intermedie tra le precedenti, si chiamano "greco" o di "nord est", "sirocco" o di "sud est", "libeccio" o di "sud ovest", e "maestro" o di "nord ovest"; infine, se si dividono per metà o in quarti ciascuno dei rombi ottenuti con le precedenti divisioni del cerchio, si otterranno nuove linee di direzione dei venti. Per indicare, invece, la direzione del vento nella libera atmosfera, si usano decine di gradi, come indica la figura 2.

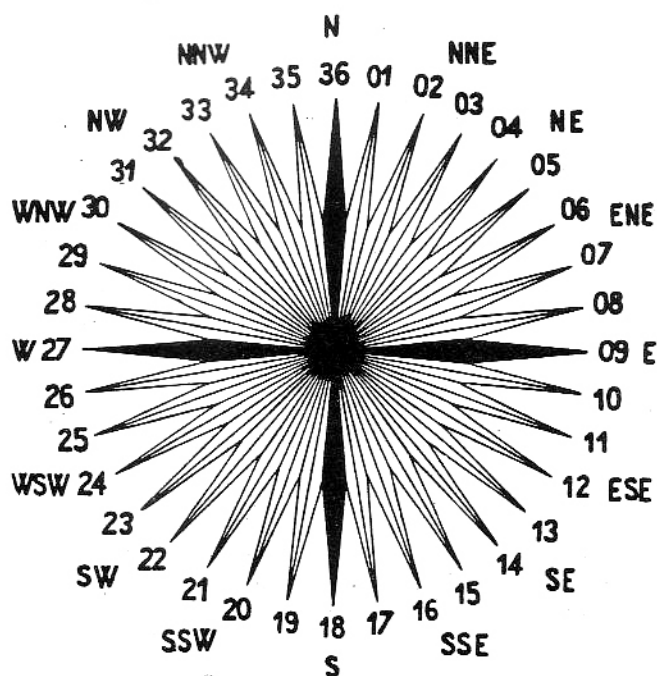
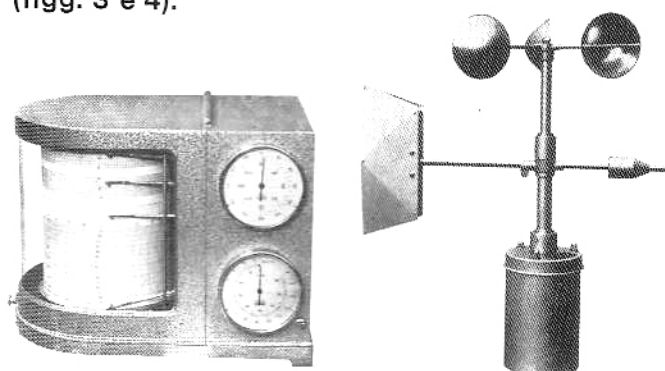


Fig. 2 - La direzione del vento nella libera atmosfera si indica in decine di gradi.

La velocità del vento si può esprimere usando come unità il metro per secondo, oppure il chilometro per ora, od anche il nodo. Un metro per secondo è uguale a 3,6 Km/h, a 2,24 miglia/h a 1,94 nodi.

La velocità del vento è misurata dagli "anemometri". Un tipo molto comune di anemometro è quello di Robinson, composto di quattro coppe semisferiche di metallo, sostenute da quattro braccia a croce: il sistema poggia su un asse girevole collegato ad un contagiri: dalla velocità di rotazione del mulinello si può dedurre la velocità del vento. Generalmente nello stesso apparecchio si trovano accoppiati l'anemoscopio e l'anemometro, col vantaggio di ottenere così nello stesso tempo, oltre l'indicazione della velocità anche quella della direzione del vento.

Nelle stazioni meteorologiche si hanno anemometri collegati ad apparati registratori che tracciano diagrammi da cui si possono rilevare le variazioni di direzione che il vento ha subito in un determinato periodo: tali apparecchi si chiamano "anemografi" e rendono utili servizi alla conoscenza del vento (figg. 3 e 4).



Anemografo registratore SIAP. Anemometro di Robinson.

In relazione alla velocità, i venti si classificano come indicato nella tabella riportata nella figura 5 proposta nel 1805 dall'Ammiraglio Beaufort e, sino a pochi anni fa, adottata comunemente negli usi internazionali. Attualmente nelle carte meteorologiche il vento è rappresentato mediante una freccia schematizzata, orientata secondo la direzione ed il senso in cui il vento spira. La mancanza di freccia indica mancanza di vento. Il numero dei trattini trasversali che costituiscono la cocca della freccia indica la velocità del vento: un trattino breve indica 5 nodi, un trattino lungo rappresenta 10 nodi (ad esempio, un trattino lungo e uno corto indicano un vento di 15 nodi).

FORZA DEL VENTO SECONDO LA SCALA BEAUFORT		
Grado Scala	Segno convenzionale ed apprezzamento approssimativo	Chilometri ora
0	calma	da 0 a 1 km.
1	debole	da 2 a 6 km.
2		da 7 a 12 km.
3	moderato	da 13 a 18 km.
4		da 19 a 26 km.
5	q. forte	da 27 a 35 km.
6	forte	da 26 a 44 km.
7		da 45 a 54 km.
8	fortissimo	da 55 a 65 km.
9		da 66 a 77 km.
10	violento	da 78 a 90 km.
11		da 91 a 104 km.
12		magg. di 104 km.

L'andamento del vento varia con l'altezza. Si comprende infatti, come in quota, variando la distribuzione isobarica e diminuendo sempre più l'influenza del suolo, anche l'andamento del vento debba subire delle variazioni. Per il deltaplanista è molto importante conoscere tali variazioni, tanto più se si propone di tentare voli di distanza, dato che le sole misurazioni di velocità o direzione del vento effettuate al suolo possono trarlo in inganno.

Il mezzo più comune usato per questi rilevamenti in quota, è costituito dall'impiego dei palloncini piloti gonfiati con idrogeno. La misurazione del vento si ottiene lasciando libero, in un determinato punto, uno di questi palloncini, al quale viene data normalmente una velocità ascensionale di 150 metri al minuto primo. Con un teodolite si segue il palloncino nella sua ascensione, osservandone, ad intervalli regolari di tempo, lo spostamento in altezza ed in azimut (angolo dal Nord). Con tali elementi (angolo verticale ed angolo orizzontale) è possibile tracciare la proiezione orizzontale della traiettoria seguita dal palloncino, e determinare così, alle varie altezze, la direzione e la velocità del vento, essendo costituito dalla componente orizzontale del moto.

L'esperienza ci mostra che il corso di un fiume è tanto più rapido quanto maggiore è il dislivello dei territori che deve attraversare, così che dall'osservazione di una carta topografica, dove siano chiaramente indicate le linee di livello, è possibile arguire l'andamento ora più ora meno veloce di un corso d'acqua. Non diversamente avviene per i venti; essendo essi determinati da un dislivello tra la zona di pressione alta e quella di pressione bassa. Se pertanto in una carta meteorologica si osserva che le isobare sono molto vicine, sapendo che tra l'una e l'altra c'è la differenza di 4 millibar di pressione, se ne deduce che il vento in quella zona è più veloce che là dove le isobare appaiono più distanti le une dalle altre.



Ora bisogna tener presente che i venti non hanno direzione perpendicolare alla tangente in un punto qualunque dell'isobara di maggiore pressione, come saremmo tentati a pensare guardando al solo fattore barico, ma che deviano alquanto da essa in conseguenza del moto della terra. Infatti, per la accelerazione centripeta composta, detta "forza di Coriolis", un corpo qualunque che si muove sulla superficie terrestre, staccato da essa, appare deviato, rispetto alla terra, dalla direzione iniziale del movimento.

L'aria si comporta come un corpo, ed appena si mette in moto - si stacca cioè dalla superficie terrestre - il suo movimento riferito alla terra, appare deviato verso destra nell'emisfero boreale e verso sinistra nell'emisfero australe. S'immagini una particella d'aria che da Roma si muova verso l'Equatore: quando una particella si stacca dal suolo per intraprendere il suo ipotetico viaggio, pur non essendo più a diretto contatto con la superficie terrestre, conserva tuttavia la velocità di rotazione della terra come se riposasse ancora su di essa. Questo è l'effetto della "forza complementare di Coriolis", benché non sia esatto parlare di "forza": qui si tratta piuttosto di una manifestazione dell'inerzia, per la quale la particella d'aria conserva la velocità di rotazione che aveva quando riposava sul suolo di Roma. Ma ciò non è tutto: siccome la particella d'aria si

sposta verso una regione che ha maggiore velocità di rotazione per la sua maggiore distanza dall'asse terrestre, così non potrà arrivare perpendicolarmente all'Equatore, ma sarà alquanto deviata verso Ovest; se poi si immagina che la stessa particella d'aria di diriga da Roma verso il Polo Nord, siccome si sposta verso una regione che ha minor velocità di rotazione per la sua prossimità all'asse, così sarà deviata alquanto verso Est, cioè nel senso di rotazione terrestre. Nell'uno e nell'altro caso, la particella d'aria immaginata avrà subito una deviazione verso destra nella direzione perpendicolare all'isobara di maggior pressione. Per una particella d'aria che si muovesse nell'emisfero australe, bisognerebbe fare un analogo ragionamento, salvo che si giungerebbe a conclusioni opposte, in quanto la particella stessa verrebbe ad essere deviata verso sinistra. Applicando ora questa legge ai venti, si avrà che, quando l'aria si muove verso i poli, cioè verso regioni di maggior latitudine, si troverà alquanto deviata verso Est, mentre quando si sposterà verso l'Equatore, cioè verso regioni di minor latitudine, si troverà alquanto deviata verso Ovest. Sono questi fatti che hanno condotto Buys Ballot e formulare la legge che dice: "I venti sono deviati dalla direzione del gradiente verso destra nell'emisfero boreale, verso sinistra nell'emisfero australe"; e l'altra: "Se si riceve il vento alle spalle, la minor pressione nell'emisfero boreale è a sinistra e sul davanti e la maggiore è a destra e sull'indietro, mentre nell'emisfero australe avviene l'opposto". Il che, in parole povere, significa che la deviazione avviene verso Est per i venti che procedono dall'Equatore ai poli, verso ovest per i venti che procedono dai poli all'Equatore, tanto nell'uno quanto nell'altro emisfero.

Abbiamo detto come il vento in superficie sia anche modificato dalla resistenza d'attrito, la quale, in misura più o meno grande, provoca una deviazione verso la regione dov'è localizzata la bassa pressione. Esaminando una carta del tempo è facile osservare che l'angolo che il vento forma con le linee isobariche, aumenta col crescere dell'attrito. Infatti, tale angolo è sempre maggiore sui continenti che sui mari, sulle zone montuose che sulle sconfinite pianure. Tuttavia è facile intendere come, di mano in mano che si sale in quota, il vento debba risentire sempre meno degli ostacoli terrestri e vada pertanto assumendo un cammino sempre più parallelo alle isobare, fino a disporsi perfettamente parallelo alle isobare stesse alla quota di circa 1.000 metri dal suolo. Questi venti paralleli alle isobare, sono detti "venti di gradiente", e si dividono in "venti geostrofici", se le isobare sono rettilinee, e "venti ciclostrofici" se le isobare sono curvilinee.

La figura 6 illustra chiaramente come si produca tale parallelismo nel vento geostrofico. Considera-

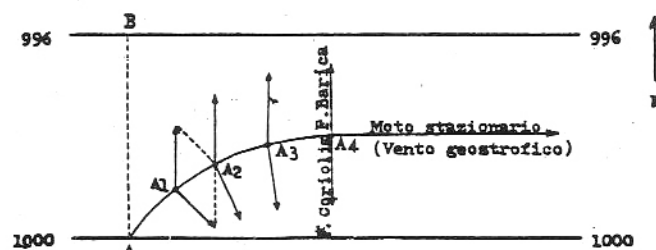


Fig. 6 - Illustrazione grafica del parallelismo che assume il vento geostrofico quando le isobare sono rettilinee.

riamo una particella d'aria che si metta in movimento dal punto A, situato sull'isobara di maggior pressione (1000 mb), verso il punto B, corrispondente all'isobara di minor pressione (996 mb). Non appena la particella comincerà a muoversi verso la bassa pressione, la forza di Coriolis dovuta alla rotazione terrestre, entrerà in azione, deviando la particella verso destra. La quale lungo il suo cammino (punti A1, A2, A3) sarà continuamente sollecitata da due forze: una corrispondente al gradiente barico, rappresentato da un vettore diretto verso la bassa pressione, e l'altra corrispondente alla forza di Coriolis, che agisce sulla particella verso destra, cioè in una direzione perfettamente perpendicolare alla direzione del movimento. Così la particella in esame giungerà al punto A4 dove la forza barica e quella deviatrice di Coriolis agiscono con uguale intensità ma in senso contrario. Da questo momento la particella non cambierà più direzione bensì continuerà il suo cammino mantenendosi tra le due isobare senza riuscire a raggiungere l'isobara di 996 mb. Per comprendere tale meccanismo, bisogna tener presente che, quando una forza agisce su una particella d'aria in movimento, il moto viene accelerato; in altre parole, la velocità della particella aumenta costantemente. E qui non è tutto: la forza deviatrice dovuta alla rotazione terrestre è direttamente proporzionale alla velocità della particella, per cui la sua deviazione sarà tanto più grande, quanto maggiore sarà la velocità di traslazione.

La particella in esame sarà soggetta pertanto ad un movimento accelerato per effetto dell'azione costante della forza barica. Il vettore che rappresenta la forza di Coriolis diventerà per conseguenza sempre più lungo, fino ad eguagliare la forza barica. Allora la particella d'aria, soggetta - come abbiamo detto - all'azione di due forze uguali ed opposte, assumerà una posizione intermedia tra le due isobare, continuando il suo cammino secondo il principio d'inerzia.

Le considerazioni fin qui formulate sul vento geostrofico nel caso di isobare rettilinee, non sono sempre valide per isobare curvilinee, come per esempio nelle vicinanze del centro di una depressione in quota, dove generalmente, i venti sono molto forti e le particelle dell'aria seguono traiettorie molto curve. In questo caso entra in azione una terza forza: "la forza centrifuga", diretta radialmente verso l'esterno, e proporzionale al quadrato della velocità del vento e inversamente proporzionale al raggio di curvatura della traiettoria. In tal modo si stabilisce un nuovo equilibrio tra le forze, ed il vento diventa uniforme, però con una velocità differente da quella del valore geostrofico.

Questa nuova condizione di equilibrio, che come abbiamo detto, si produce solamente nel caso di traiettorie curve, dà luogo ad un vento di gradiente chiamato "ciclostrofico" che si manifesta quando il gradiente di pressione è equilibrato dalla somma algebrica della forza centrifuga e da quella deviatrice di Coriolis. La **figura 7** illustra il fenomeno nel caso di una depressione; riteniamo pertanto di poterci esimere dal fornire ulteriori spiegazioni, limitandoci a far rilevare come, a parità di gradiente barico, quando le isobare hanno curvatura ciclonica, il vento ciclostrofico è minore del vento geostrofico, mentre esso è maggiore di quello geostrofico quando le isobare hanno curvatura anticiclonica.

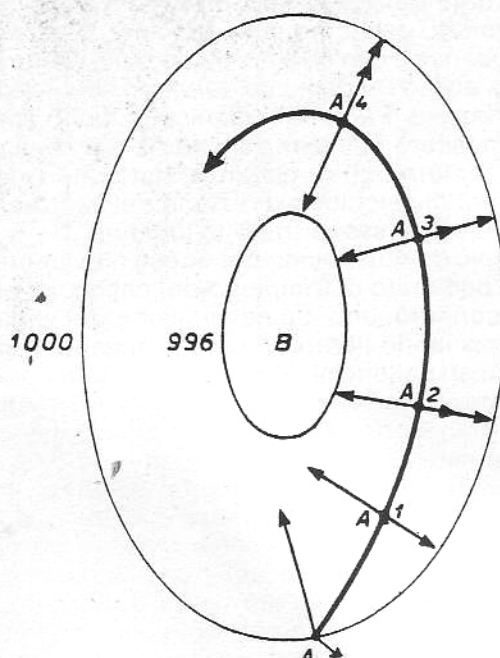


Fig. 7 - Circolazione del vento ciclostrofico in una depressione.

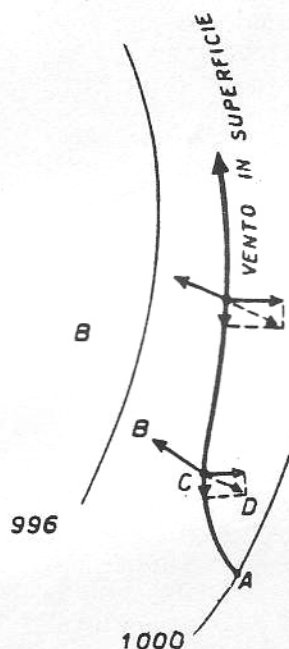


Fig. 8 - Rappresentazione grafica del vento in superficie e delle forze che agiscono sulle particelle d'aria in movimento.

Ci resta da esaminare il vento in superficie. Seguendo la **figura 8**, supponiamo che una particella d'aria si metta in movimento sulla superficie terrestre a partire dal punto A dell'isobara di 1000 mb, attratta dalla forza barica verso la isobara di 996 mb. Ci si rende subito conto che in questo caso entra in giuoco una terza forza, l'attrito terrestre, il quale agirà sulla particella d'aria in senso contrario a quello del movimento. La nostra particella è quindi sottoposta all'azione di tre forze, che nella figura in esame sono rappresentate da tre vettori.

Se, come nell'esempio precedente, ricerchiamo, con l'aiuto del parallelogramma, la risultante di queste tre forze, vedremo che la risultante CD è minore del vettore CB (corrispondente alla forza barica), e che il cammino della particella si dirige verso la isobara di minor pressione. È facile comprendere infatti, come l'attrito terrestre attenui la forza del vento in superficie e, conseguentemente, anche la forza deviatrice di Coriolis, per cui la forza barica prevale sulle altre due e determina essa sola la direzione della particella d'aria.

Dopo quanto abbiamo detto è facile arguire come si

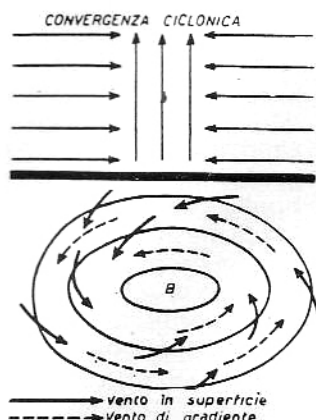
comporta il vento in superficie ed in quota, quando si realizzano quegli speciali tipi isobarici che si chiamano cicloni ed anticicloni.

Sappiamo che il ciclone è una zona a bassa pressione circondata da zone di pressione più alta: le isobare a linee curve, chiuse, quasi concentriche, ci danno l'idea di una conca. Ebbene, in quella zona i venti affluiscono da ogni parte, con tanta maggior veemenza quanto maggiore è il dislivello barico, ma non si incontreranno in un punto solo come a prima vista ci aspetteremmo: per la legge di Buys-Ballot, genereranno un moto vorticoso, intorno ad una zona centrale di calma, il quale si effettuerà lungo traiettorie in forma di spirali aventi senso sinistoso, cioè contrari a quello delle lancette dell'orologio, nell'emisfero settentrionale e senso destrorso nell'emisfero meridionale.

Nella zona centrale, ove affluiscono i venti, si determinerà, per la pressione laterale delle masse d'aria convergenti, un movimento ascendente di maggiore o minore intensità a seconda dell'importanza del fenomeno ciclonico (fig. 9).



Fig. 9 - Vento in superficie e vento in quota in una zona di bassa pressione. La figura mette in evidenza anche il movimento ascendente determinato dalla convergenza ciclonica.



Quando invece si verifica il tipo anticiclonico, nel quale abbiamo al centro, la zona di più alta pressione, e le linee isobariche tutt'intorno degradanti ci danno l'idea di una cima che si eleva solitaria fra le terre più basse, zona d'aria fredda fasciata all'intorno da zone di aria calda, allora vediamo verificarsi il fenomeno opposto al precedente: le masse d'aria si spostano dal centro alla periferia, sempre secondo traiettorie in forma di spirali, invertendosi il senso di rotazione nei due emisferi: destrorso nell'emisfero settentrionale, sinistroso in quello meridionale.

Nel centro della zona anticiclonica la divergenza delle masse d'aria superficiali determinerà la discesa delle cappe superiori, le quali si riscalderanno per compressione adiabatica, costituendo quelle inversioni di subsidenza che già conosciamo e che sono la causa della dissoluzione o della limitazione dello sviluppo verticale delle nubi cumuliformi (fig. 10).

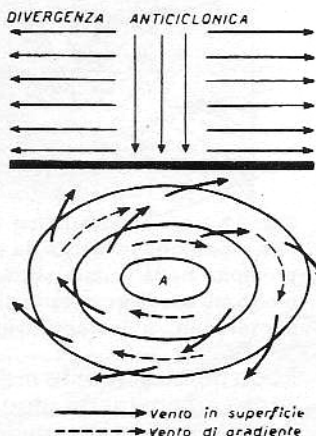


Fig. 10 - Vento in superficie e vento in quota in una zona di altissima pressione. La figura mette in evidenza il movimento discendente dovuto alla divergenza anticiclonica.

Ora che abbiamo studiato la genesi, la direzione e la velocità del vento, studiamone la distribuzione sulla superficie terrestre, per avere un'idea della circolazione atmosferica.

Possiamo dividere i venti in tre categorie: **venti costanti, venti periodici, venti irregolari.**

Si dicono "costanti" quei venti che, essendo permanente la causa che li produce, soffiano continuamente e sempre nello stesso senso. Sono appunto tali gli alisei ed i controalisei. Se il regime dei venti fosse unicamente regolato dal fattore temperatura, avendosi la massima nelle zone equatoriali e la minima nelle zone polari, noi dovremmo vedere la superficie terrestre percorsa da due sole correnti, una, d'aria fredda, fluente dai poli all'Equatore e passante attraverso le regioni basse dell'atmosfera; l'altra d'aria calda, fluente dall'Equatore ai poli, passante attraverso le regioni più alte. Ma, per l'influenza della rotazione terrestre, questo schema assai semplice della circolazione atmosferica viene parecchio alterato. Le osservazioni dirette danno come presenti nei due emisferi settentrionale e meridionale due zone di alta pressione, poste alquanto più su dei tropici, tra i 30° e i 35° di latitudine Nord e Sud, avente andamento non molto regolare nel nostro emisfero a causa dell'irregolare distribuzione dei mari e della terra ferma. Orbene, da queste zone di alta pressione spirano costantemente verso l'Equatore - che è una zona di bassa pressione, perchè ivi le terre e i mari fortemente e incessantemente riscaldati generano forti e continue correnti ascensionali - dei venti i quali, in obbedienza alla legge di Buys-Ballot, subiranno una deviazione verso Ovest: sono gli "alisei di nord-est" (diretti cioè verso sud-ovest) nell'emisfero boreale, e gli "alisei di sud-est" (diretti cioè verso nord-ovest) nell'emisfero australe (fig. 11).

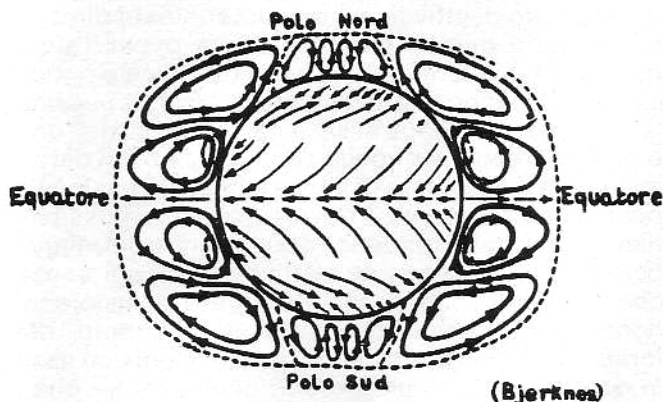


Fig. 11 - Circolazione generale atmosferica secondo Bjerknes.

In corrispondenza di questo afflusso d'aria dalle zone di alta pressione verso la zona delle cosiddette "calme equatoriali" attraverso le regioni inferiori dell'atmosfera, si ha un altro afflusso dall'Equatore ai tropici attraverso però le zone più alte: sono questi i "contralisei", i quali, nel loro cammino verso le zone di calma tropicale, dove discendono per subsidenza anticiclonica subiscono a loro volta una deviazione verso Est, in conformità sempre alla legge di Buys-Ballot.

Questo sistema circolatorio è completato da un

sistema analogo, che ha il suo svolgimento tra le zone di alta pressione su ricordate e le regioni polari: i venti che ivi spirano, prendono il nome di "extratropicali di Sud-Ovest" nell'emisfero boreale, e di "extratropicali di Nord-Ovest" nell'emisfero australe: gli uni e gli altri con direzione deviata rispetto al gradiente barico orizzontale. Anche qui, al flusso d'aria che dalle calme tropicali risale verso i poli, corrisponde un riflusso dai poli alle calme tropicali, col quale il ritmo si completa e si chiude.

Si chiamano "**periodici**" quei venti che in determinati periodi spirano in un senso, mentre in altri periodi spirano in senso opposto. Sono tali i "monsoni" che, come già sappiamo, durante la stagione estiva spirano dal mare al continente e d'inverno dal continente al mare.

Altri venti periodici sono gli "etési", col quale nome gli antichi greci indicarono i venti che ogni anno alla stessa stagione, soffiano sull'Egeo: d'estate, da Nord a Sud; d'inverno da Sud a Nord. Sono questi i venti che spirano tra i deserti africani e il Mediterraneo: vale a spiegarli quello che si è detto dei monsoni.

Anche le "brezze" sono venti periodici: spirano nelle ore più calde del giorno, dal mare alla costa; nelle ore più fredde, dalla costa al mare. Abbiamo già accennato alla spiegazione del fenomeno, perciò non ci ripeteremo.

Aggiungiamo solo che non hanno diversa spiegazione le brezze che soffiano sui laghi, come la "brea" del lago di Como.

Infine si chiamano "**irregolari**" o "**variabili**" quei venti che, non avendo in natura una causa permanente, non hanno per conseguenza né un periodo determinato di attività, né una determinata direzione. Spirano quindi, per una causa o per l'altra, ovunque si sia formata una zona ciclonica o anticiclonica. Si hanno infatti - quando si sia oltrepassata la zona percorsa dagli alisei e dai monsoni, nell'uno e nell'altro emisfero - delle zone dove non si determinano mai delle aree di bassa o di alta pressione a periodi fissi e durevoli, e dove, tutt'al più, è possibile rilevare una certa tendenza dei massimi e dei minimi barometrici a fissarsi su particolari regioni senza che tale tendenza possa assurgere al valore di norma, disturbata com'è assai di frequente, dal formarsi improvviso di cicloni e anticicloni con essa in contrasto. Si ha pertanto in quella zona - che i meteorologi fissano tra i 40° e i 60° di latitudine Nord e Sud, vale a dire nelle zone temperate - un regime di venti molto vario, nel quale tuttavia hanno un deciso predominio i venti soffianti dall'Ovest, predominio constatabile specialmente sulle aperte distese degli oceani nell'emisfero australe.

Particolare importanza, per determinate e quasi ristrette regioni, hanno certi venti che, pur soffiando ad intervalli irregolari, tuttavia hanno sempre la stessa direzione e sono originati da particolari condizioni di luogo. Basti ricordare tra tali venti:

a) la "bora", vento freddo ed impetuoso che flagella

l'Istria, il Carso e il Veneto, ponendo spesso in pericolo le navi e arrestando il traffico nelle città e nei porti;

b) la "tramontana", vento freddo e forte di origine nordica che soffia spesso per vari giorni su tutta la penisola;

c) lo "scirocco", vento proveniente dall'Africa, caldo, umido ed afoso, talora carico di sabbia, opprimente lo spirito ed il corpo col suo soffio molliccio e greve;

d) il "foehn", vento secco e relativamente tiepido che spira durante la stagione invernale nelle regioni montuose e che, in generale si genera ovunque una catena montana si frapponga al libero percorso di masse d'aria che si spostano da zone di alta pressione a zone di pressione bassa. Ad esso è associato il fenomeno - importantissimo per il volo veleggiato - della formazione di quei movimenti ondulatori di ostacolo nella cui parte ascendente è possibile raggiungere altissime quote.

Questo caratteristico vento, in origine è costituito da masse stabili d'aria fredda ed umida, che riversandosi sottovento alle catene montane, vi giungono molto più secche e con temperatura superiore a quella che avevano, sopravvento, agli stessi livelli. In tali masse, infatti, durante la loro ascesa adiabatica, la progressiva diminuzione della temperatura provoca un aumento dell'umidità relativa e, conseguentemente, ad una certa quota, si verifica la condensazione del vapore acqueo in eccesso e la pioggia (Stau), con la produzione di quel calore latente che, in parte compensa il raffreddamento dovuto alla dilatazione dell'aria ascendente saturata, la cui diminuzione di temperatura si mantiene, per tale fatto, nell'ordine di circa 0,5°C ogni cento metri. Nell'opposto versante sottovento, l'aria, discendendo, si riscalda, invece, per compressione adiabatica, di 1°C ogni cento metri allontanandosi sempre più dalla saturazione (fig. 12).

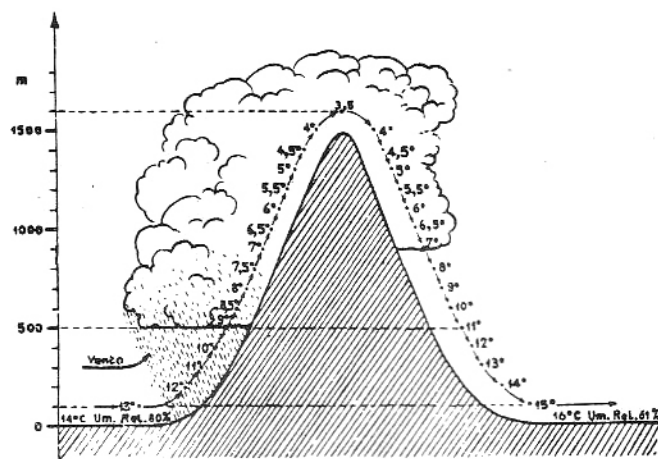


Fig. 12 - La caratteristica nube orografica che incapuccia una montagna investita da aria umida e stabile. Il vento, che precipita nella vallata sottostante (Foehn), giunge al suolo molto più secco e con temperatura superiore a quella che aveva sopravvento, agli stessi livelli.

Ecco perché queste masse d'aria si riversano sottovento agli ostacoli raggiungendo temperature superiori a quelle che avevano alle stesse quote sopravvento. Noi ne abbiamo fatto qui appena un cenno, ma ci riserviamo di riprendere l'argomento quando verremo a parlare dei movimenti ondulatori dell'atmosfera.

Per quanto riguarda i nomi di altri venti irregolari che spirano nel bacino del Mediterraneo, ci limitiamo a riportare uno schizzo riepilogativo del Dott. Michele Conte, del Centro Nazionale di Meteorologia e Climatologia dell'Aeronautica Militare Italiana (fig. 13).



Fig. 13 - I venti del bacino del Mediterraneo (Schema riepilogativo del Dr. Michele Conte).

È stato osservato che la velocità del vento suole variare in rapporto alle stagioni dell'anno; in generale, per ogni località, la velocità media di esso è più forte d'inverno che d'estate. Quello però che interessa di più al volo delta, in quanto può influire sul suo svolgimento, sono le variazioni che tanto la direzione quanto la velocità del vento sogliono subire in rapporto all'alternarsi del giorno e della notte.

Riguardo alla velocità, si nota che presso il suolo, si ha durante la notte, o la calma o un vento debolissimo; mentre sul far del giorno, la velocità va gradatamente aumentando, fino ad attingere il suo massimo, poco dopo il meriggio; dopo di che va diminuendo sempre

più, di mano in mano che ci si appressa alla sera. In quota le variazioni assumono carattere nettamente diverso avendosi vento forte nelle ore notturne e vento debole nelle ore diurne: tale carattere è particolarmente sensibile d'estate, durante la quale stagione si suole riscontrare la velocità massima del vento verso la mezzanotte e la minima verso mezzogiorno. I due strati d'aria animati da velocità diverse non sono tra loro a contatto immediato: tra l'uno e l'altro vi è uno strato di spessore molto vario attraverso il quale avviene il passaggio graduale tra i due andamenti contrastanti. È facile capire che in tale strato regna sempre turbolenza. Tutto ciò, naturalmente, ha valore per condizioni normali dell'atmosfera; in condizioni anormali è comprensibile come la regola su descritta abbia a subire delle eccezioni, talora anche rilevanti.

Per ciò che concerne la direzione, le osservazioni sistematiche hanno dimostrato che, durante il giorno, nelle varie località il vento spira da quella parte del cielo in cui si trova il sole, cioè: la mattina, da Est; a mezzogiorno, da Sud; nel pomeriggio, da Ovest; di notte, da Nord. Tale rotazione diurna del vento, conforme al moto apparente del sole, è favorita da quell'azione perturbatrice della rotazione terrestre, di cui abbiamo parlato nelle pagine precedenti. Tutto ciò, naturalmente, ha valore in condizioni di venti deboli e particolarmente nelle estese pianure.

PLINIO ROVESTI

