

La teoria delle onde

A cura di Plinio Rovesti

FB. Reggio Emilia.

Domanda:

Le considerazioni da Lei svolte sui movimenti ondulatori dell'atmosfera sono ben chiare. Tuttavia sarebbe ora interessante, qualora Lei volesse riassumere in una ventina di punti, richiamare le considerazioni svolte.

Risposta:

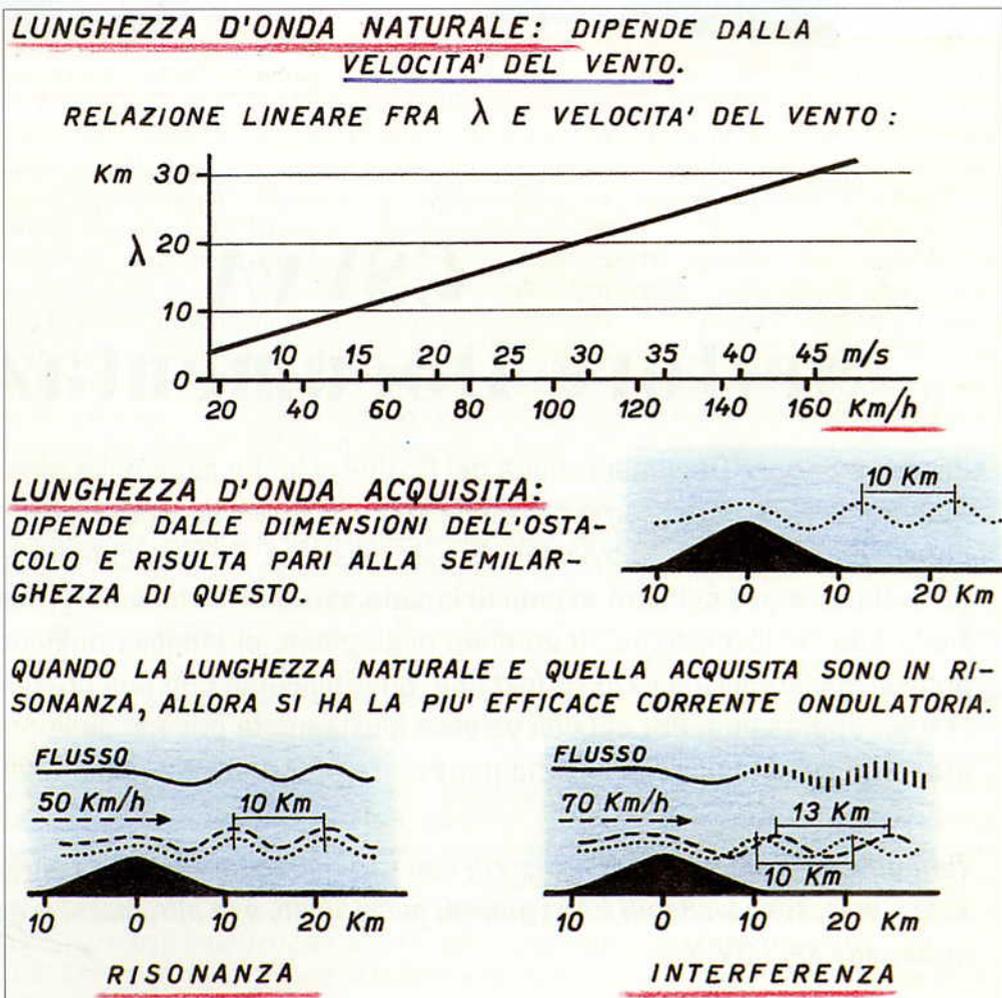
Lo faccio senz'altro.

- Una massa d'aria che investe un ostacolo con sufficiente velocità assume senza apporto di energia esterna un movimento ondulatorio nelle zone di sottovento all'ostacolo stesso.
- Le condizioni migliori si hanno quando il vento soffia perpendicolarmente alla catena montana, con una forza non inferiore a 40 km/h sulla linea di cresta (pari a circa 30 km/h nell'atmosfera libera). Tuttavia, il movimento ondulatorio si può formare anche quando il vento investe diagonalmente la montagna, purché la rotazione rispetto alla perpendicolare non superi i 45°.
- Il vento in quota deve rimanere costante o, meglio ancora, aumentare gradatamente d'intensità con l'altezza.
- I caratteri delle ondulazioni sono determinati anche dalla forma e dall'altezza dell'ostacolo. Gli ostacoli ripidi

aumentano la grandezza delle deviazioni e conseguentemente il valore dei primi angoli di proiezione e di caduta (**Figura 1**).

- Nel processo di formazione dei movimenti ondulatori di ostacolo, le condizioni di equilibrio regnanti nei bassi strati non sono determinanti. Infatti, esse possono essere indifferentemente "stabili" o "instabili", sino all'altezza della catena montana. Quello che maggiormente importa è che, al di sopra di tale altezza, esistano stratificazioni termicamente stabili.
- Dopo il tramonto del sole, in seguito alla formazione dell'inversione negli strati superficiali, la turbo-

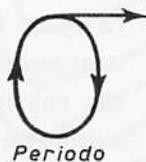
Figura 1



lenza nei rotori si affievolisce, il flusso ondulatorio laminare si abbassa ed assume una più chiara organizzazione.

- L'esistenza di inversioni di temperatura sopra il livello delle montagne non è indispensabile per la formazione delle onde. Nelle inversioni termiche però, grazie alla stabilità ivi regnante, i movimenti ondulatori acquistano maggior ampiezza e si propagano più facilmente negli strati superiori, soprattutto quando il vento aumenta o rimane costante con la quota.
- Uno strato instabile in quota può arrestare un movimento ondulatorio. Al di sopra di questo strato limite, può formarsi tuttavia un nuovo treno d'onde, il quale però generalmente è irraggiungibile dagli alianti.
- Il grado di stabilità termica della massa d'aria influisce sulla lunghezza d'onda e sull'ampiezza verticale. Quando la stabilità aumenta, la lunghezza decresce e l'ampiezza aumenta.
- La lunghezza d'onda è direttamente proporzionale alla velocità del vento, mentre l'ampiezza verticale è proporzionale alla stabilità termica dell'aria.
- La prima onda è leggermente più corta delle altre, ma la sua ampiezza verticale è maggiore.
- Un movimento ondulatorio si dice stazionario quando il profilo sinusoidale che costituisce le onde, rispetto alla catena montuosa, rimane fisso sullo stesso posto.
- Il tempo che una particella d'aria impiega a compiere una oscillazione verticale completa si chiama "periodo", e mentre una particella compie un periodo, essa avanza costantemente ed esattamente di una lunghezza d'onda.
- Nelle onde d'ostacolo il periodo di oscillazione è dato dalla seguente formula:

$$P = 2 \pi \sqrt{\frac{T}{g(t'-t)}}$$



Dove "P" indica il valore del periodo in secondi, "T" la temperatura assoluta ($^{\circ}\text{C} + 273$), "g" l'accelerazione di gravità, "t'" il gradiente adiabatico secco, "t" il gradiente termico reale e "2p" il classico rapporto tra diametro e circonferenza (3,14).

- Conoscendo il periodo è possibile determinare la lun-

ghezza d'onda "l", la quale è data dal prodotto della velocità orizzontale del vento "Vv" e il valore del periodo stesso "P" e cioè $l = Vv P$, ossia:

$$L = 2 \pi V_v \sqrt{\frac{T}{g(t'-t)}}$$

$$T = 273^{\circ} \text{K (temperatura media dello strato)}$$

$$g = 10 \text{ m/sec}^2 \text{ (accelerazione della gravità)}$$

$$t' = 0,01^{\circ}\text{C (gradiente adiabatico secco per ogni metro)}$$

$$t = 0,007^{\circ}\text{C (gradiente reale della temp. per ogni metro)}$$

$$V_v = 20 \text{ m/sec. (velocità del vento)}$$

$$P = 2 \cdot 3,14 \sqrt{\frac{273}{10(0,01-0,007)}}$$

$$P = 6,28 \sqrt{9100}$$

$$P = 6,28 \cdot 95,4 = 600 \text{ sec.}$$

$$L = 600 \cdot 20 = 12000 \text{ m} = 12 \text{ Km}$$

Figura 2

- Il calcolo della lunghezza d'onda è molto difficile, soprattutto per la diminuzione di densità dell'aria con il crescere dell'altezza. La formula di cui sopra è quindi puramente indicativa. Ad ogni modo riportiamo un esempio pratico per la sua applicazione (**Figura 2**).
- Quando il vento è forte, nelle vicinanze delle vette montane, dove specialmente durante la stagione estiva l'aria è selettivamente instabile, possono generarsi treni d'onda di notevole ampiezza. In tal caso però i campi ascendenti sono stretti e turbolenti, tanto che gli alianti riescono ad utilizzarli con difficoltà.
- Per quanto riguarda i fenomeni che si riscontrano negli strati superficiali del flusso ondulatorio, sottovento ai pendii montani, è molto importante rilevare che l'aria "foehnizzata", superando la linea di cresta, non si stacca dal pendio di sottovento ma, rasente al pendio stesso, scende a valle impedendo la formazione dei vortici ad asse orizzontale. Tale comportamento del vento di caduta è dovuto alla sua natura di moto di gravitazione oltre che di accelerazione, per la differenza di pressione esistente tra i due versanti montani. Tuttavia, pur non potendosi avere nelle vicinanze del pendio di sottovento la formazione dei citati vortici, gli strati che costituiscono il flusso sub-ondulatorio sono ugualmente sede di fortissima turbolenza, per la formazione di un rotore di notevole estensione soprattutto quando il vento è fortissimo. Quando tali rotori sono particolarmente potenti si possono riscontrare al

suolo, a monte dell'asse del rotore, venti molto violenti (**Figura 3**). Nella valle reatina, ad esempio, in situazione di Tramontana, sono stati registrati 100 nodi in superficie, con raffiche di 120-130 nodi, quando la velocità del vento sopra le creste del Terminillo era soltanto di 50-60 nodi. Lo scrivente ricorda d'aver riscontrato a Rieti, nella notte del 31 dicembre 1974, una di queste violente situazioni di Tramontana da NE; il vento giunse allora al suolo con colpi di Föhn di oltre 120 nodi, sradicando alberi e recando gravi danni alle aviorimesse. In seguito avemmo modo di chiarire la portata pratica di questi principi, in rapporto alle situazioni d'onda.

Il pilota d'aliante e del rimorchiatore saranno assai avvantaggiati se potranno conoscere le condizioni del vento in quota e stimare, badando alla dislocazione delle nubi lenticolari, la lunghezza d'onda. Questi dati sono molto utili per condurre l'aliante a sganciarsi nella parte ascendente dell'onda. Se esistono nubi-rotore, la cui parte ascendente si trova sempre verso la montagna, è possibile sfruttarne subito la salita e raggiungere con essa la corrente, ancora al traino: cosa tutt'altro che piacevole a causa della forte turbolenza. Per salire al traino fino a quote dell'ordine di circa 3000 metri, quando ciò fosse necessario, occorre un aeroplano che disponga di elevata potenza: il cavo di traino dovrà possedere buone doti di elasticità (ideali le funi di nylon), e non superare gli 80 metri di lunghezza.

Si sa che nei movimenti ondulatori stazionari l'ascendenza più efficace si trova nella parte sopravvento dell'onda, non nella cuspide dove le linee di corrente raggiungono l'altezza massima e dove la componente verticale è nulla. Non si deve quindi cercare l'ascendenza sotto la nube lenticolare, ma davanti ad essa nella parte sopravvento, ove esse mostrano quel bordo brillante che guarda la montagna.

La tecnica del volo d'onda non è sempre la stessa, dovendosi avere molto riguardo alla velocità di planata dell'aliante nel suo angolo ottimo di discesa:

- nelle onde secondarie o locali, generalmente prodotte da venti piuttosto deboli, una volta individuata l'ubicazione della parte ascendente l'aliante deve volare contro vento, planando a velocità leggermente inferiore a quella del vento stesso. In questo modo, l'aliante retrocede leggermente rispetto al suolo (**Figura**

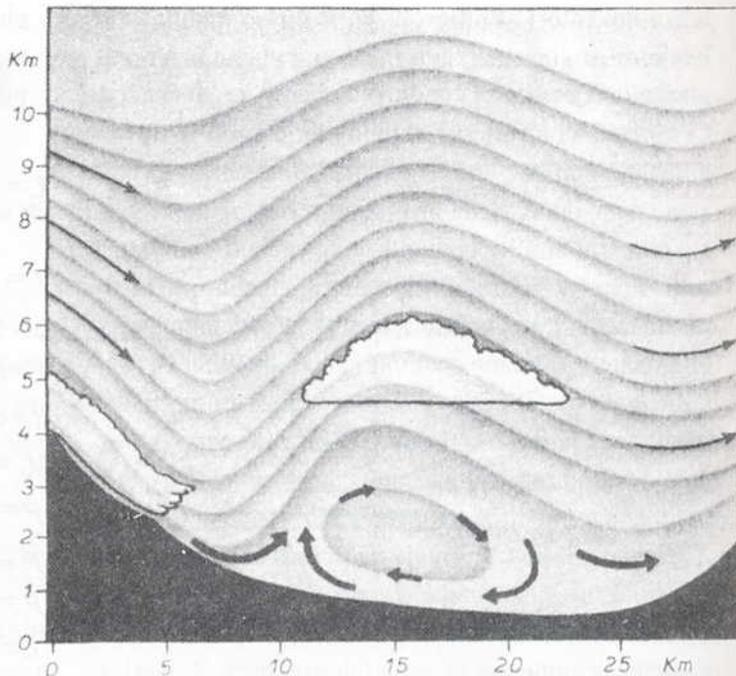


Figura 3

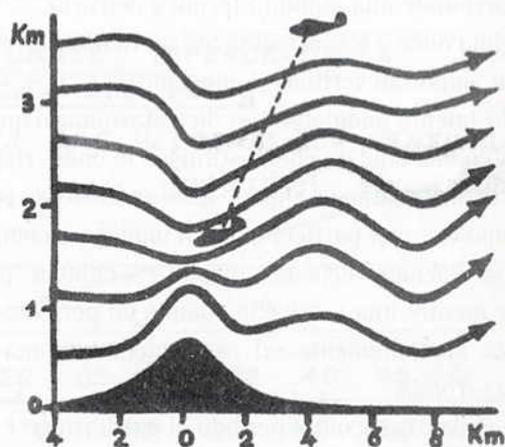


Figura 4

ra 4). Se il vento fosse troppo debole impedendo il regresso, converrà eseguire qualche spirale, in modo che l'aliante venga trascinato dalla corrente. Nei movimenti ondulatori molto deboli, risultando la velocità dell'aliante molto maggiore di quella del vento, converrà volare di continuo trasversalmente all'onda, come si usa anche nelle correnti dinamiche di pendio. Infine, tornando alla norma di volare contro vento, ricordiamo che quando l'ascendenza si esaurisce conviene "picchiare" per far guadagnare velocità all'aliante evitando così di essere trascinati nella parte discendente dell'onda. Con tale avver-

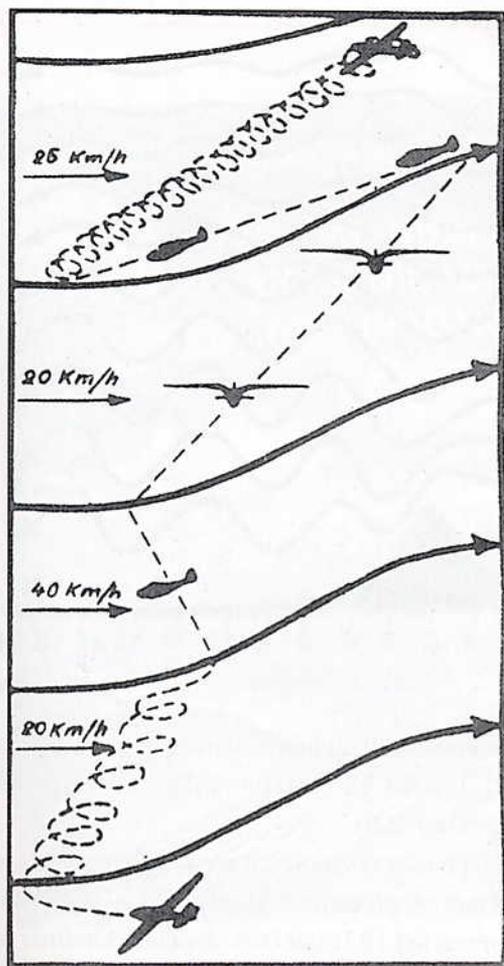


Figura 5

lenza, anche se in principio si perde un po' di quota, si conserva non solo la possibilità di recuperarla, ma anche quella di penetrare in filetti d'aria superiori (Figura 5);

- la tecnica di volo sulle grandi onde di Foehn, ove è comune il caso di salite di 5m/s con venti di 80-100 km/h, risente del fatto che col salire della quota in un movimento ondulatorio efficace e persistente le cuspidi delle linee d'onda si spostano più verso la cima della montagna, come già dimostrato teoricamente da Queney. Il pilota può quindi aumentare la velocità di planata mano a mano che la quota aumenta. L'aliante quindi avanzerà lentamente rispetto al terreno, avvicinandosi gradatamente al lato sopravvento della montagna e rimanendo nella fase ascendente dell'onda.

Durante la salita nell'onda, volando contro vento, il pilota prova spesso la sensazione di un ritmico dondolamento privo di scosse e turbolenze. Volando col vento in coda, l'aliante passa dolcemente dalla salita a una forte discesa, senza la minima turbolenza.

Per quanto riguarda le condizioni termodinamiche favorevoli alla formazione di onde stazionarie, rammentiamo ai volovelisti le due situazioni calcolate da R.S. Scorer dell'Imperial College di Londra, utilizzando i profili caratteristici del vento e della temperatura (Figura 6 e 7). La correttezza delle formule di Scorer è stata più volte

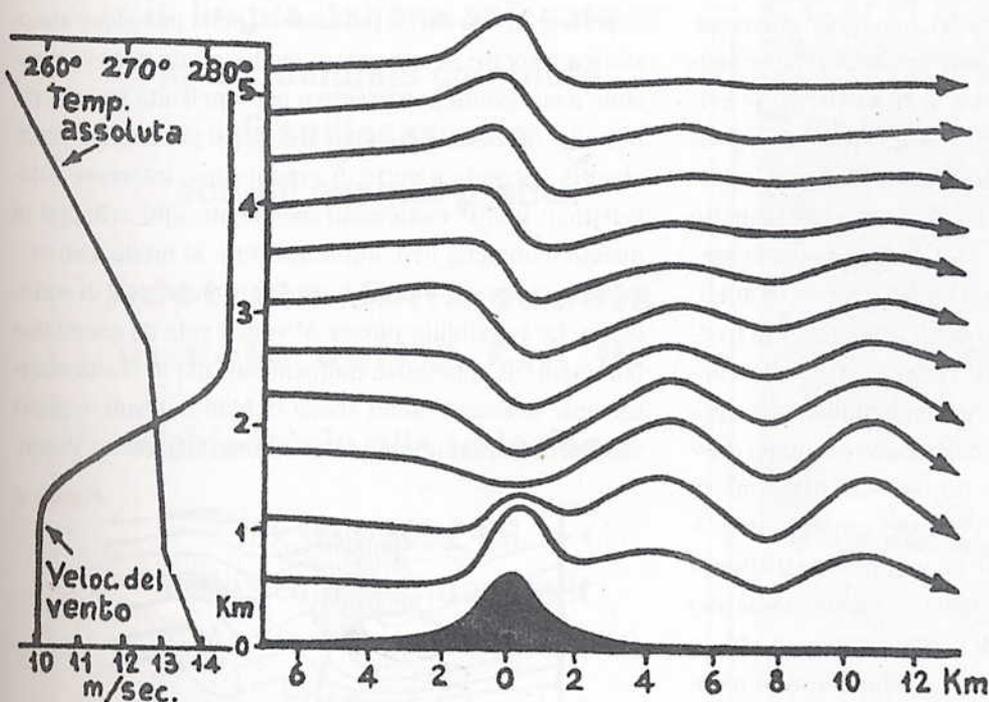


Figura 6

verificata nei fatti anche dallo scrivente durante la stagione invernale sulla Cordigliera delle Ande e sulla Sierra Cordovana in Argentina. È superfluo avvertire che i valori delle distanze registrate nei due diagrammi sono fittizi, e perciò vanno presi con il consueto... grano di sale e considerati come esempi per un orientamento di massima.

Nel primo esempio (Figura 6) si osserva al suolo uno strato limite d'aria molto stabile e vento costante di 10 m/s. Tra i 1.000 e i 2.500 metri un'ampia

inversione di Foehn, dove il vento aumenta con l'altezza; negli strati superiori la temperatura diminuisce di $0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ ogni 100 metri, mentre la velocità del vento rimane costante. In queste condizioni si formano negli strati più bassi vivaci movimenti ondulatori associati a banchi di stratocumuli ubicati sotto l'inversione termica. In quota si trovano deboli onde di sottovento, mentre sopravvento si hanno intensi movimenti ondulatori all'altezza di 5.000 metri.

La seconda situazione tipica (Figura 7) vede la temperatura diminuire continuamente (seppure non in misura uniforme con l'altezza), mentre la velocità del vento va aumentando; vicino al suolo si crea un gradiente termico adiabatico dovuto all'irradiazione terrestre. Da 500 a 2.500 metri l'atmosfera è in equilibrio stabile con un gradiente termico di $0,25\text{ }^{\circ}\text{C}$ per 100 metri. A quote superiori il gradiente va aumentando con l'altezza. Anche la velocità del vento è in continuo aumento; giungendo a oltre 90 km/h a 5.000 metri. In questa situazione tipo, si creano favorevolissimi movimenti ondulatori nella regione sottovento alla catena montana dove, se esiste sufficiente umidità atmosferica negli strati che entrano in oscillazione, le onde si rendono visibili per la formazione di banchi nuvolosi dal caratteristico aspetto lenticolare. I movimenti ondulatori d'urto possono essere prodotti non solo da ostacoli solidi (catene montuose), ma anche da ostacoli fluidi quali i cunei di aria fredda che costituiscono i fronti. Il Defant arrivò alla conclusione che qualsiasi perturbazione nella bassa troposfera determinata sia dalla modificazione del piano orizzontale del campo della velocità, sia dall'irruzione di masse d'aria fredda sopra la corrente generale dell'Ovest, cagiona delle variazioni ondulatorie nell'altezza della tropopausa. In base a questa constatazione del Defant, il Prof. Walter Georgii formulò l'ipotesi che le medesime onde che appaiono nel Foehn sopra le montagne si possono formare anche davanti ai fronti freddi:

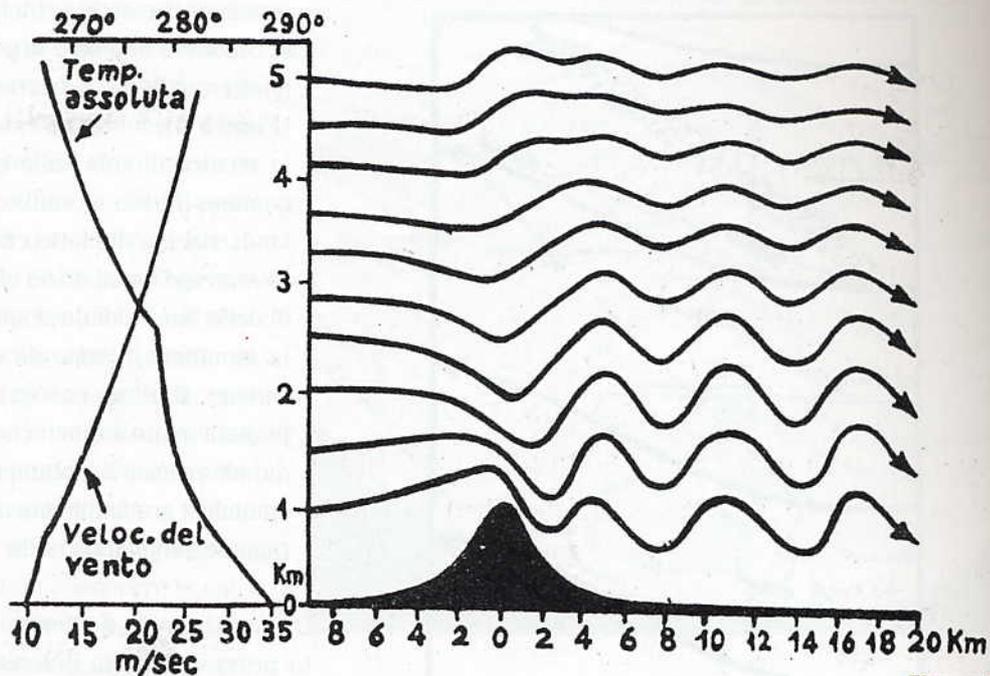


Figura 7

l'attento esame di numerosi barogrammi ottenuti durante i voli frontali gli confermò infatti la realtà delle sue ipotesi (Figura 8).

Per completare l'argomento resto allo scrivente da dire di quei movimenti ondulatori associati alla corrente a getto, scoperti nel 1951 dal Dott. Joachim Kuettnner nel corso di investigazioni condotte nel famoso centro californiano di volo in onda di Bishop. La comparazione dei microbarogrammi con le carte sinottiche dell'atmosfera superiore, rivelò che le fluttuazioni della pressione atmosferica rispetto al suo valore medio erano spesso associate a situazioni di corrente a getto nell'alta troposfera. In Italia, durante la stagione fredda, si presentano situazioni di corrente a getto di grandissimo interesse volovelistico; infatti contemporaneamente allo sviluppo di questo fenomeno nell'alta atmosfera, si producono nella cappe inferiori intensi movimenti ondulatori di sottovento. Le possibilità offerte al volo a vela da questi due fenomeni, in apparenza indipendenti ma in realtà strettamente collegati, sono senza dubbio notevoli, e nuovi vasti orizzonti si aprono ai volovelisti del nostro Paese.

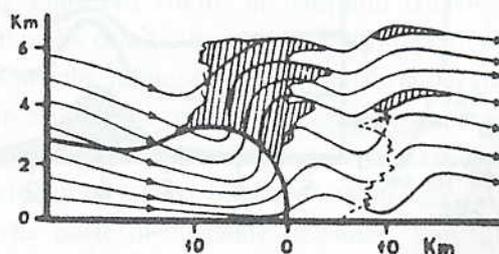


Figura 8