

Meteorologia applicata al volo delta

di Plinio Rovesti



I MOVIMENTI ONDULATORI DELL'ATMOSFERA ED IL VOLO VELEGGIATO IN ONDA



Nel precedente articolo sulla formazione dei movimenti ondulatori dell'atmosfera generati dai rilievi montani, abbiamo rilevato come le particelle d'aria in condizioni di equilibrio stabile, investendo un ostacolo orografico subiscano una serie di oscillazioni verticali che associandosi alla traslazione orizzontale del vento, si risolvono in un movimento ondoso dell'atmosfera.

Il tempo che una particella d'aria impiega a compiere un'oscillazione verticale completa, si chiama 'periodo', e mentre una particella compie un periodo, ossia un'oscillazione completa, la particella stessa avanza esattamente 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 minuti secondi, T quello della temperatura assoluta (+ 273 gradi centigradi), g quello dell'accelerazione della gravità, t' quella del gradiente adiabatico secco, t quello del gradiente termico reale, e 2 pi greco il classico rapporto tra il diametro e la circonferenza, ossia 3,14.

Conoscendo il periodo è possibile determinare la lunghezza d'onda (L), la quale è data dal prodotto del valore della velocità orizzontale del vento (Vv), e il valore del periodo stesso (P), e cioè :

$$L = Vv \cdot P$$

ossia:

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

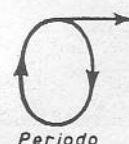
Il calcolo della lunghezza d'onda è molto difficile, soprattutto in conseguenza della diminuzione di densità che l'aria subisce con l'altezza. La formula che abbiamo enunciato ha quindi valore puramente indicativo. Ad ogni modo riteniamo utile riportare un esempio pratico per la sua applicazione (fig.1).

Quando il vento è forte, nelle vicinanze delle vette montane, dove specialmente durante la stagione estiva l'aria è selettivamente instabile, possono generarsi treni di onde di notevole ampiezza. In tal caso però i campi ascendenti sono stretti e turbolenti, tanto che i piloti riescono ad utilizzarli con estrema difficoltà.

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

$$L = Vv \cdot P$$

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



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

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

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

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

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

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

$$P = 5,28 \sqrt{9100}$$

$$P = 5,28 \cdot 95,4 = 600 \text{ sec}$$

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

Fig.1 - Esempio pratico per il calcolo del 'periodo' e della lunghezza d'onda.

Nel precedente articolo abbiamo rilevato come nelle immediate vicinanze del pendio sottovento, la formazione di quei vortici ad asse orizzontale (cui abbiamo accennato esaminando i fenomeni associati alle correnti dinamiche di pendio) non può avere luogo, perchè l'aria 'foenizzata', superando la linea di cresta, non si stacca dal pendio sottovento, ma rasente al pendio stesso, scende a valle. Tuttavia gli strati che costituiscono il flusso subondulatorio sono ugualmente sede di fortissima turbolenza, per la formazione dei cosiddetti 'rotori' (fig.2).

Quando i rotori sono particolarmente potenti, si possono riscontrare al suolo, a monte dell'asse di rotore, venti di estrema violenza. Nella valle reatina, ad esempio, in situazione di tramontana con forti venti da nord-est, sono stati registrati 110 nodi in superficie, con raffiche di 120-130 nodi, quando la velocità del vento sopra la linea di cresta del Monte Terminillo, era soltanto di 50-60 nodi (fig.3).

Chi scrive ricorda di avere riscontrato a Rieti, nella notte del 31 dicembre 1974, una di queste violente situazioni di tramontana da nord-est; il vento giunse allora al suolo con colpi di Föhn di oltre 120 nodi, sradicando gli alberi e recando gravi danni alle aviorimesse.

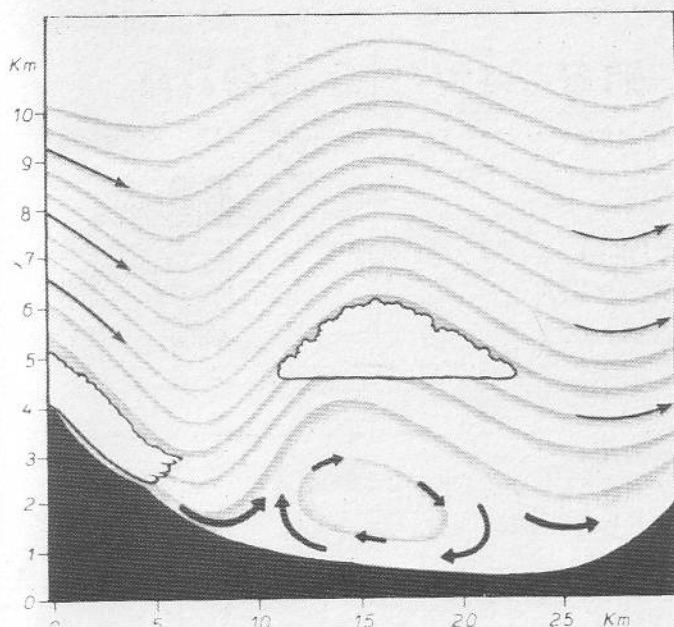


Fig.2 - Il flusso subondulatorio è sede di fortissima turbolenza, per la formazione dei cosiddetti 'rotori'.

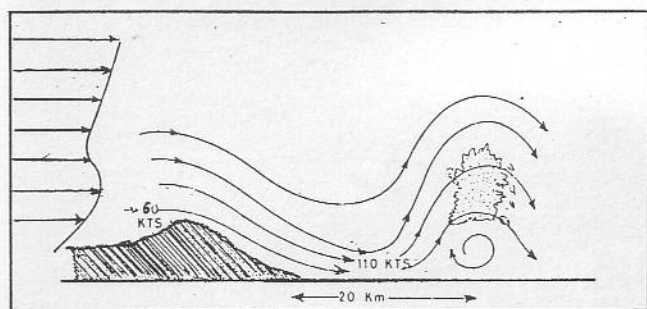


Fig.3 - Quando i 'rotori' sono particolarmente potenti, si possono riscontrare al suolo venti di estrema violenza.

Avremo occasione nel corso del nostro studio di chiarire le conseguenze pratiche di questi principi in rapporto alle situazioni d'onda che esamineremo più avanti. 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 o sotto la nube d'onda, ma davanti ad esse, nella parte sopravvento, ove esse mo-

strano quel bordo brillante che guarda la montagna. La tecnica del volo d'onda non è la stessa in tutti i casi, dovendosi avere molto riguardo alla velocità del deltaplano nel suo migliore angolo di discesa.

Consideriamo anzitutto il caso di onde secondarie o locali, le quali sono generalmente prodotte da venti piuttosto deboli e pertanto non presentano alcun pericolo per il volo delta. Ebbene, una volta che sia stata individuata l'ubicazione della parte ascendente dell'onda, il deltaplano deve volare controvento, planando con una velocità orizzontale leggermente inferiore a quella del vento stesso. In tal modo il deltaplano passa da una linea di corrente all'altra, salendo quasi verticalmente e, nello stesso tempo, retrocedendo lentamente rispetto al suolo (fig.4). Nel caso che, per la debolezza del vento tale regresso non si produca, converrà eseguire qualche spirale, in modo che il deltaplano venga trascinato dalla corrente aerea. Nei movimenti ondulatori molto de-

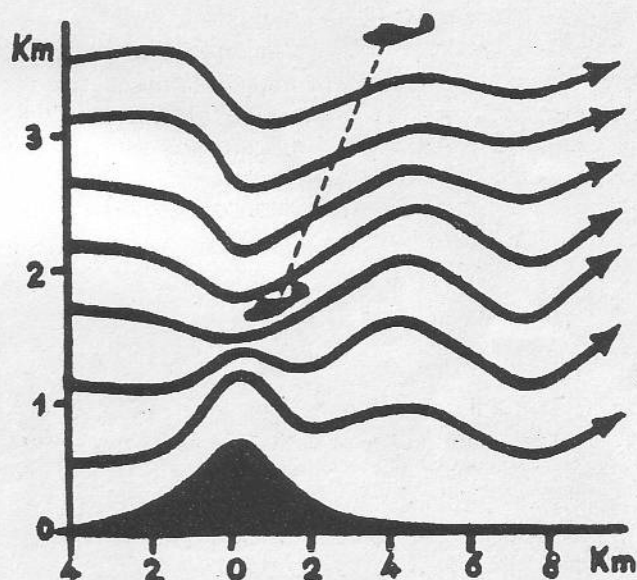


Fig.4 - Il deltaplano passa da una linea di corrente all'altra salendo quasi verticalmente e, nel tempo stesso, retrocedendo lentamente rispetto al suolo.

boli, risultando la velocità del deltaplano maggiore di quella del vento, converrà volare **trasversalmente all'onda**, come se si trattasse di veleggiare su correnti dinamiche di pendio. Infine, tornando alla norma data più sopra di volare controvento, aggiungiamo che, quan-

do l'ascendenza cessa, conviene 'picchiare' per aumentare la velocità del delta ed evitare così di essere trascinati nella parte discendente dell'onda. Con tale avvertenza, anche se in principio si perde quota, si conserva non solo la possibilità di recuperarla, ma anche quella di penetrare in filetti d'aria superiore. La figura 5 mostra chiaramente tutti questi casi, per cui non riteniamo necessarie ulteriori spiegazioni.

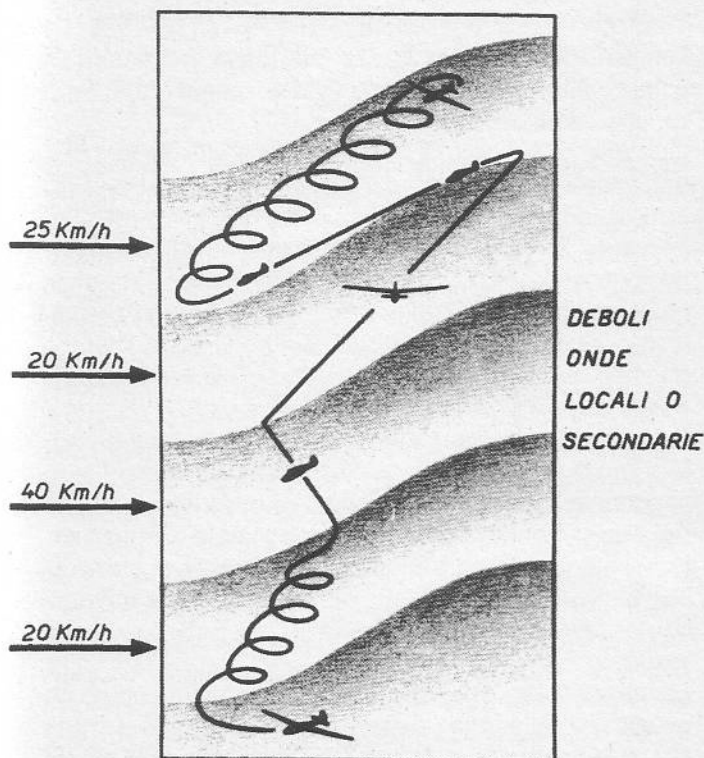


Fig. 5 - Nei movimenti ondulatori molto deboli, risultando la velocità del deltaplano maggiore di quella del vento, conviene volare secondo le tecniche illustrate in questa figura.

La tecnica che il pilota deve adottare, invece, quando vola sulle grandi onde del Föhn, ove è comune il caso di velocità ascensionali di 5 metri al secondo ed oltre, e di velocità di vento di oltre 60 kmh, è differente. Anzitutto si deve tenere presente che, di mano in mano che si sale in quota, in un movimento ondulatorio efficace e persistente, le cuspidi e le linee di corrente dell'onda si spostano sempre più verso la cima della montagna, come già constatarono vari piloti e dimostrò teoricamente Queney (fig. 6). Orbene, siccome nelle onde di Föhn l'ascendenza è forte, il pilota può aumentare la velocità di planata di mano in mano che guadagna quota.

Così il deltaplano non retrocederà, come avviene nel caso illustrato più addietro, ma avanzerà a poco a poco avvicinandosi gradatamente alla montagna e mantenendosi sempre nella parte ascendente dell'onda. È ovvio che, quando la velocità del vento fosse molto forte, e quella di planata del delta non potesse superarla, dopo un certo tempo il pilota finirebbe irrimediabilmente nella parte discendente dell'onda. Converrà allora mettersi col vento in coda e cercare di raggiungere la parte ascendente dell'onda successiva, dove si riprenderà il volo contro vento.

Durante la salita nell'onda, volando contro vento, il pilota prova spesso la sensazione di un ritmico dondolamento, che, essendo il regime della corrente ondulatoria perfettamente laminare, si svolge senza scosse né salti. Volando col vento in coda, si passa dolcemente dalla salita alla discesa, e senza la minima turbolenza.

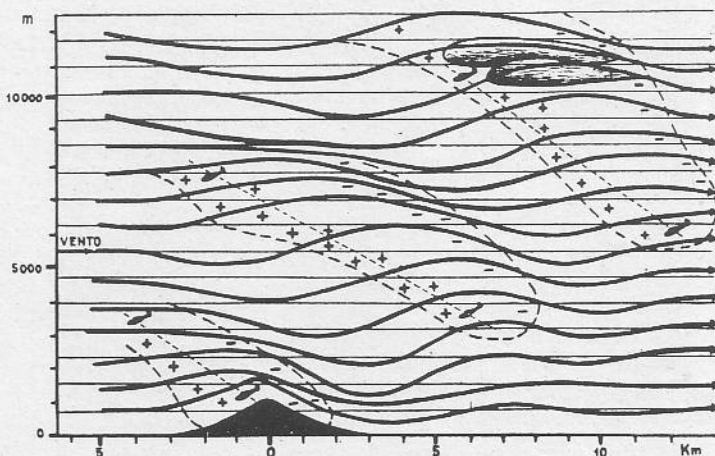
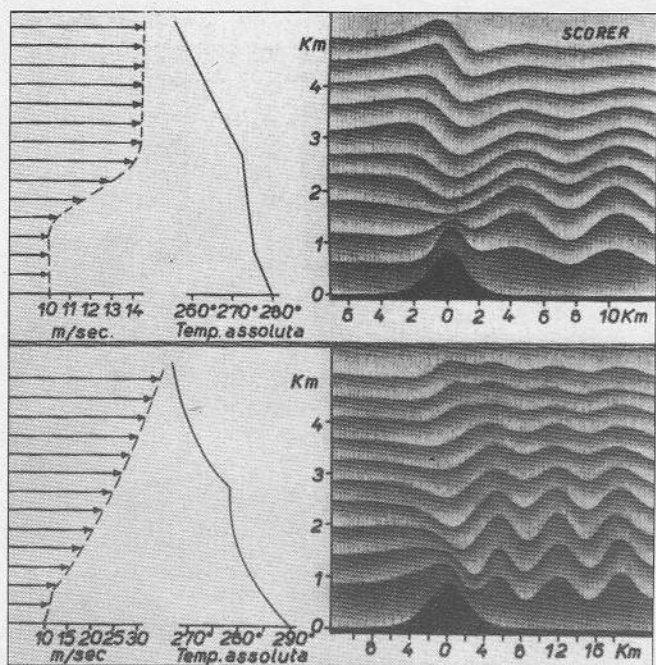


Fig. 6 - La tecnica che il pilota deve adottare quando vola sulle grandi onde del Föhn con venti di oltre 60 Km/h, è illustrata da questa figura.

In seno all'onda le variazioni di velocità orizzontale del vento sono abbastanza grandi: le massime velocità ascendenti coincidono con la massima velocità orizzontale della corrente.

Ci sia permesso d'insistere sulla grande importanza che ha per il pilota il conoscere, prima di partire per il volo d'onda, la velocità del vento negli strati dove regna il movimento ondulatorio, soprattutto nel caso che il volo miri al conseguimento di un primato. Un calcolo affrettato eseguito durante il volo può condurre a facili errori, che si pagano cari in questi casi, poichè possono portare a perdere il campo della ascendenza, e anche a perdere un tempo notevole: due perdite che possono compromettere la riuscita del volo.

Per quanto riguarda le condizioni termodinamiche favorevoli alla formazione di onde stazionarie di sottovento, rammentiamo ai deltaplanisti le due situazioni calcolate dall'inglese R.S. Scorer dell'Imperial College di Londra utilizzando i profili caratteristici del vento e della temperatura riportati nelle figure 7 e 8. Tali situazioni, mostratesi molto aderenti alla realtà, sono state osservate ripetutamente anche dallo scrivente sulla Cordigliera delle Ande e sulla Sierra Cordovana, in Argentina, particolarmente durante la stagione invernale. 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 semplicemente come esempi utili per un orientamento di massima. Orbene, nella prima di tali esemplificazioni tipiche (fig. 7) si osserva vicino al suolo uno strato d'aria molto stabile e vento costante di 10 m/sec. Tra i 1000 e i 2500 metri di quota di nota un'ampia inversione di Föhn, dove il vento aumenta di velocità con l'altezza. Negli strati



Figg. 7 e 8 - Le due tipiche situazioni ondulatorie calcolate dall'inglese R.S. Scorer, utilizzando i profili caratteristici del vento e della temperatura.

superiori la temperatura diminuisce di 0,7 gradi ogni 100 metri, mentre la velocità del vento rimane costante. Sussistendo queste condizioni termodinamiche, si formano, negli strati più bassi dell'atmosfera, vivaci movimenti ondulatori associati a banchi di stratocumuli ubicati sotto l'inversione termica. In quota troviamo deboli onde di sottovento, mentre sopravvento si hanno intensi movimenti ondulatori all'altezza di 5000 metri.

La seconda tipica situazione è illustrata nella **figura 8**. In essa si nota che la temperatura diminuisce continuamente (sebbene in misura non uniforme) con l'altezza, mentre la velocità del vento va aumentando. Negli strati vicini al suolo si ha un gradiente termico adiabatico dovuto all'irradiazione terrestre. Da 500 a 2500 metri di altezza l'atmosfera è in condizioni di equilibrio stabile con un gradiente termico di 0,25 gradi ogni 100 metri. A quote superiori il gradiente va aumentando con l'altezza. Anche la velocità del vento è in continuo aumento, tanto che, a 5000 metri si registrano 90 Km/h.

Quando si determina questo tipo di situazione si hanno favorevolissimi movimenti ondulatori nella regione sottovento della catena montuosa, 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 (**fig.9**).

Come abbiamo già accennato nell'articolo relativo ai fronti freddi, è interessante rilevare come i movimenti ondulatori d'urto possano essere prodotti non solo da ostacoli solidi, quali le catene montuose, ma anche da ostacoli fluidi, quali possono essere i cunei d'aria fredda che costituiscono i fronti.

Il Defant, nell'intento di stabilire se le perturbazioni prodotte negli strati inferiori della troposfera dall'azione dei fronti freddi, provocassero variazioni del livello della tropopausa, 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 fatta dal Defant dal solo punto di vista meteorologico, il Professor Walter Georgii formulò l'ipotesi che le medesime onde che appaiono nel Föhn sopra le montagne si possono formare anche davanti ai fronti freddi; l'attento esame di numerosi barogrammi ottenuti durante voli frontali gli confermarono infatti che quella ipotesi riassume alla realtà.

La massa d'aria del fronte freddo, si comporta come un ostacolo montagnoso rispetto alla massa di aria calda che si trova sopra la superficie frontale; massa d'aria che, data la maggiore altezza, si muove a maggior velocità del fronte freddo in superficie, discendendo lungo la parte superiore del fronte (come fanno le masse d'aria sottovento alle montagne) e provocando movimenti ondulatori ad una certa distanza dal fronte stesso (**fig.10**).

Queste onde sono stazionarie rispetto alla superficie frontale, mentre per un osservatore situato in un punto fisso della superficie terrestre, le onde si spostano nella stessa direzione del fronte avanzante, e sono rese visibili dalla presenza di caratteristiche nubi lenticolari.



Fig.9 - Altocumulo lenticolare ripreso dall'aeroporto di Pavullo nel Frignano (Modena), generato da un movimento ondulatorio con vento da Sud-Ovest, sottovento al Monte Cimone.

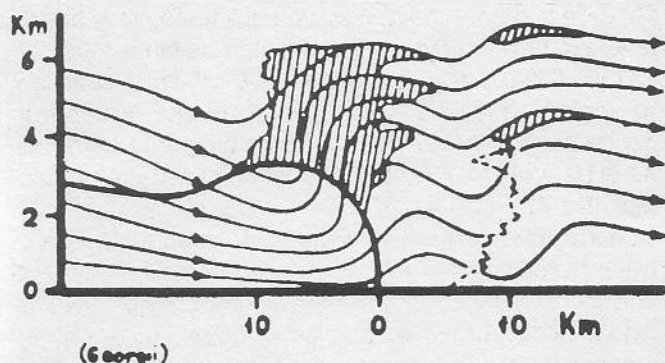


Fig. 10 - Movimento ondulatorio generato nella regione prefrontale di un impulso freddo. L'aria del fronte freddo costituisce un ostacolo fluido che agisce come una catena montana e provoca movimenti ondulatori ad una certa distanza dal fronte.

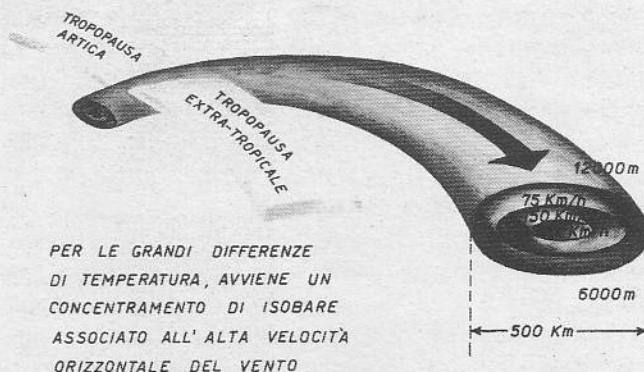
Per completare l'argomento di questo articolo, ci resta ora da dire di quei movimenti ondulatori associati alla cosiddetta 'corrente a getto', scoperti nel 1951 dal dottor Kuettner, nel corso di una serie di investigazioni condotte nel famoso centro californiano di volo in onda di Bishop. La comparazione dei microbarogrammi ottenuti in vari osservatori, con le carte sinottiche dell'atmosfera superiore, rivelò che le fluttuazioni che la pressione atmosferica registrava 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 grande interesse per il volo in onda, infatti contemporaneamente allo sviluppo di questo fenomeno, negli alti strati dell'atmosfera, si producono, nelle cappe inferiori, intensi movimenti ondulatori di sottovento. Le possibilità offerte al volo veleggiato da questi due fenomeni, in apparenza indipendenti ma in realtà strettamente collegati tra loro, sono senza dubbio notevoli, e nuovi vasti orizzonti si aprono ai piloti italiani.

La struttura e la dinamica della corrente a getto in questi ultimi anni sono state ampiamente esplorate. La scoperta di essa risale al 1948 ed è dovuta al Rossby. Fu in tale occasione che i meteorologi dell'Università di Chicago coniarono la denominazione di 'Jet stream'. Il concetto della corrente a getto nacque dal fatto di comune esperienza che un fluido, passando attraverso un condotto, che ad un certo punto presenti una strozzatura raccordata, subisce un aumento di velocità. La corrente a getto può essere definita come una banda di vento tubolare, relativamente stretta ma molto lunga, in seno alla quale i venti soffiano con grande velocità.

Fino agli anni 50 si credeva che la tropopausa (la zona che divide la troposfera dalla stratosfera) fosse una fascia continua che si estendesse dall'equatore ai poli. Attualmente invece è assodato che la tropopausa presenta delle interruzioni per cui, anziché essere una sottile cappa che avvolge tutta la troposfera, presenta una struttura a strati sovrapposti. Queste interruzioni, in relazione alle correnti a getto, hanno un'importanza grandissima, perché è proprio in queste interruzioni 'a gradino' che si formano tali correnti (fig. 11).

LA CORRENTE A GETTO SI FORMA LUNGO LA LINEA DI CONTATTO DI UNA MASSA D'ARIA FREDDA POLARE CON UNA MASSA CALDA EXTRA-TROPICALE



La loro formazione in questi punti, ubicati in special modo tra la tropopausa artica e quella tropicale, è dovuta in gran parte all'accentuato squilibrio termico esistente tra le due zone (fig. 12).

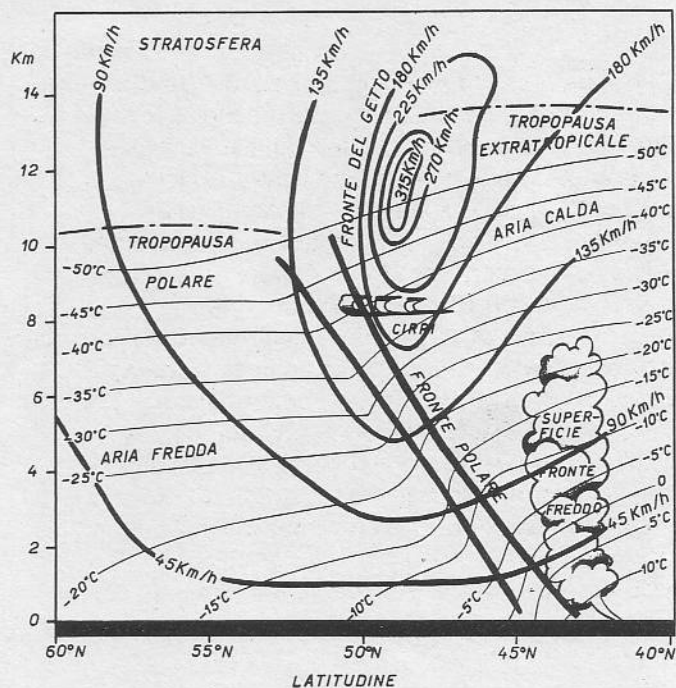


Fig. 12 - Sezione verticale di una tipica corrente a getto. I cirri che si formano sotto il fronte del getto, sono denominati 'cirri a coda di cavallo' e costituiscono un segno inconfondibile della presenza della corrente a getto negli strati sovrastanti.

Le correnti a getto hanno una larghezza che varia tra i 200 e i 500 km; la loro lunghezza può raggiungere i 1500/2000. L'asse del getto si trova generalmente tra i 9000 e i 10000 metri. Nella parte più interna di tale asse i venti raggiungono velocità medie di 150 kmh durante l'inverno e di 75 durante l'estate; tali velocità tuttavia possono raggiungere punte di 400 kmh ed anche più.

L'intensità dei venti nelle correnti a getto diminuisce di mano in mano che ci si sposta dal centro verso la peri-

feria. Il numero delle correnti a getto varia da giorno a giorno e da stagione a stagione.

Particolare interesse presentano per il volo veleggiato le situazioni ondulatorie che si creano sulle regioni dell'Italia centrale con venti di tramontana. L'irruzione dal primo quadrante di aria fredda negli strati inferiori sottostante alle catene montane dell'Appennino centrale e la presenza in quota di una corrente a getto, sono le condizioni più favorevoli alla formazione di potenti movimenti ondulatori stazionari nella zona del Lazio.

In queste tipiche situazioni di tramontana accompagnate da un getto in quota, i venti si mantengono praticamente perpendicolari alla linea di cresta delle montagne, sino agli estremi limiti della troposfera e, per tale fatto, le onde non solo riescono a interessare gli alti strati dell'atmosfera, ma che ad assumere notevole ampiezza e potenza.

La **figura 13** illustra la situazione di tramontana del 27/1/59 che ha permesso al pilota di volo a vela Quirino Scano di raggiungere sulla valle reatina la quota di 7400 metri sul livello del mare. In tale situazione il pilo-

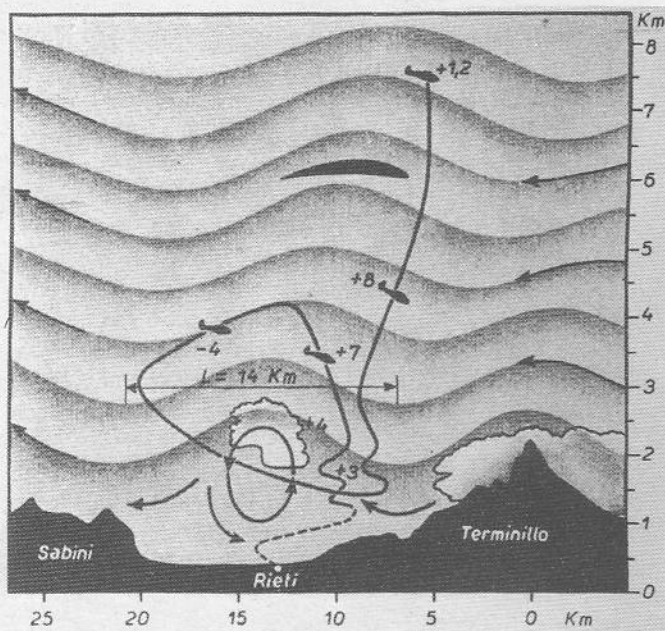


Fig. 13 - Situazione di tramontana del 27/1/1959, che ha permesso al volovelista Quirino Scano di raggiungere nella valle di Rieti la quota di 7.400 mslm. A tale altitudine il pilota è stato costretto ad abbandonare il volo per un principio di congelamento ai piedi (32 gradi sotto zero).

ta è stato costretto ad abbandonare la salita per la bassa temperatura incontrata in quota (-32 gradi a 7000 metri).

È facile capire che le situazioni di tramontana presentano negli strati suondulatori venti di eccezionale violenza e che a monte dell'asse di rotore le raffiche e la turbolenza sono tali da non consentire il volo in condizioni di sicurezza ai deltaplani.

(continua)

Plinio Rovesti

