



LE CORRENTI TERMICHE DI PENDIO

Parlando dei venti di valle che durante la stagione calda soffiano sulle regioni montane, abbiamo detto come tali venti siano la conseguenza delle brezze termiche di pendio che da metà aprile cominciano ad interessare sensibilmente i costoni montani.

Poiché queste brezze costituiscono un'ottima causa determinatrice della formazione di intense correnti termiche ascendenti, sarà opportuno parlarne più ampiamente.

Le brezze termiche di pendio sono costituite dallo "strato superadiabatico" creato dalla irradiazione dei costoni montani riscaldati dalla insolazione. Come abbiamo accennato nell'articolo precedente, questo strato, compresso dall'aria più fredda che compone l'atmosfera libera, essendo meno denso e quindi più leggero, è continuamente sollecitato a salire i costoni montani. A secondo delle condizioni di equilibrio regnanti nell'atmosfera libera, questo strato surriscaldato può dar luogo all'innesco di correnti termiche organizzate in colonne oppure in bolle (a secondo delle circostanze) anche soltanto dopo un sollevamento di poche decine di metri (aria instabile), o sulla verticale della linea di cresta (aria stabile), o addirittura sottovento ai costoni, dopo qualche decina di metri di caduta (aria

molto stabile), mentre in condizioni di stabilità assoluta lo strato surriscaldato rimane aderente ai costoni montani, senza dar luogo all'innesco di correnti termiche comunque organizzate (fig. 1).

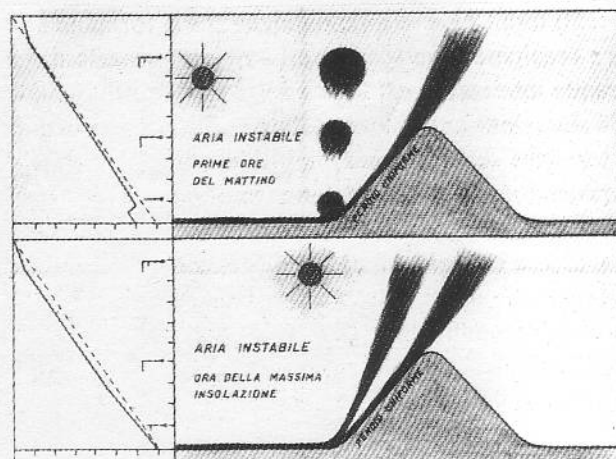


Fig. 2

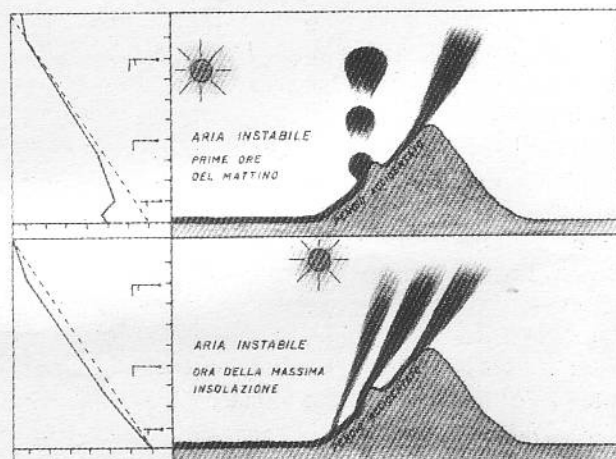


Fig. 3

Le figure 2 e 3, insieme alla precedente, illustrano chiaramente le varie situazioni; non riteniamo pertanto necessarie ulteriori spiegazioni sull'argomento. Lo spessore dello strato limite termico in scorrimento ascendente lungo un costone montano, dipende dalle condizioni locali, dalla forma del pendio e dalle caratteristiche della crosta geologica superficiale, nonché dalla sua esposizione ai raggi solari. Ad ogni modo tale spessore varia da una ventina di metri ad un massimo di 150, mentre la velocità di scorrimento dello strato ascendente può raggiungere i 4 m per secondo (fig. 4). Nell'ambito di questo strato è possibile il veleggiamento pur risultando il volo piuttosto dif-

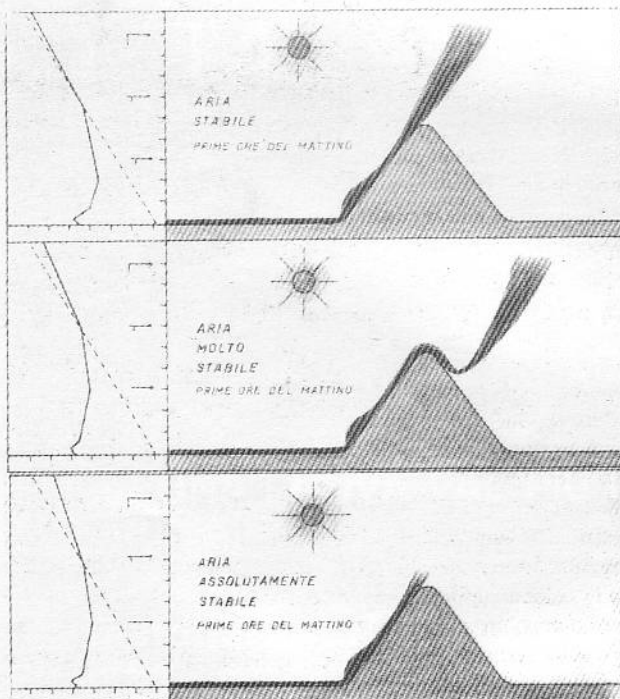


Fig. 1 - Comportamento dello strato limite termico in scorrimento ascendente lungo un pendio montano in tre diversi casi.

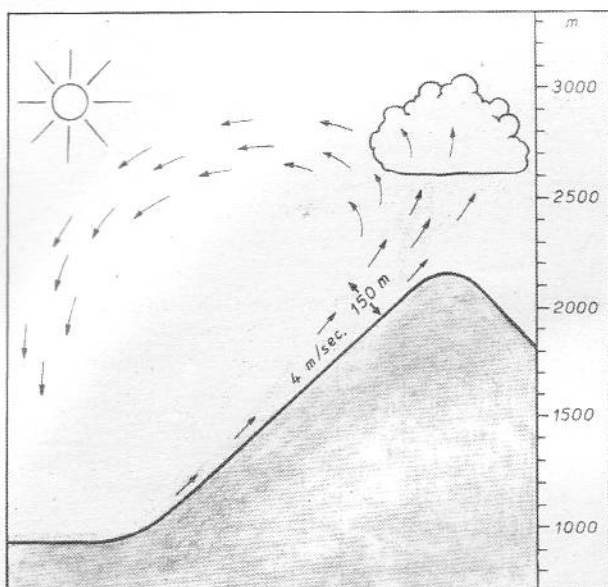


Fig. 4 - Spessore e velocità di scorrimento ascendente dello strato limite termico lungo un pendio montano riscaldato dal sole. Maggiori velocità sono state riscontrate dai volovelisti lungo i pendii montani del Gran Sasso d'Italia (5-6 m/sec).

ficile, e comunque accessibile soltanto a piloti ben allenati. In condizioni povere, se il deltaplano si allontana più di una ventina di metri dal pendio, il veleggiamento risulta impossibile. È facile capire che, se il versante non soleggiato, opposto a quello dove regna il regime di brezza, è interessato da un flusso spirante in senso opposto, il flusso stesso, raggiungendo la linea di cresta della catena montana, si incontra con la brezza termica di pendio, influenzando così, in maggior o minor misura, l'attività termoconvettiva in atto nel versante soleggiato.

Siffatte situazioni sono state riscontrate dallo scrivente durante la stagione calda, nelle regioni appenniniche dell'Italia centrale, specie quando il versante tirrenico è interessato da alte pressioni livellate. Qui, i costoni montani soleggiati appenninici favoriscono la formazione del regime di brezza e l'innescò di correnti termiche ascendenti, condizionate però dall'intensità del vento proveniente dalle regioni del versante adriatico. Se l'aria del versante tirrenico è sufficientemente umida, il fenomeno è visualizzato nella formazione di nubi cumuliformi associate alle correnti ascendenti che le alimentano. Le figure 5, 6, e 7 mettono in chiara evidenza quanto abbiamo esposto nei tre casi in cui il fenomeno generalmente si presenta.

Resta ancora da dire che quando i costoni montani non sono uniformemente riscaldati, sia per l'esistenza di canali rocciosi, sia per la presenza di zone boschive e verdeggianti, le correnti ascendenti sono organizzate in potenti colonne ubicate sulla verticale dei punti caldi. In tal caso, tra una ascendenza e l'altra, si formano correnti termiche discendenti, di compenso altrettanto vigorose.

Le correnti termiche o termodinamiche che si formano nelle regioni alpine, prealpine od ap-

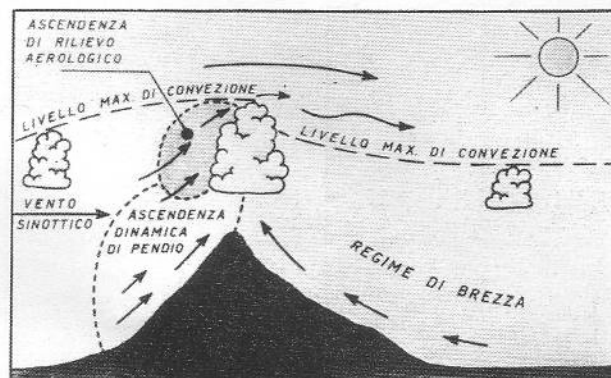


Fig. 5 - Interazione tra regime di brezza e vento sinottico con brezza di uguale intensità a quella del vento sinottico.

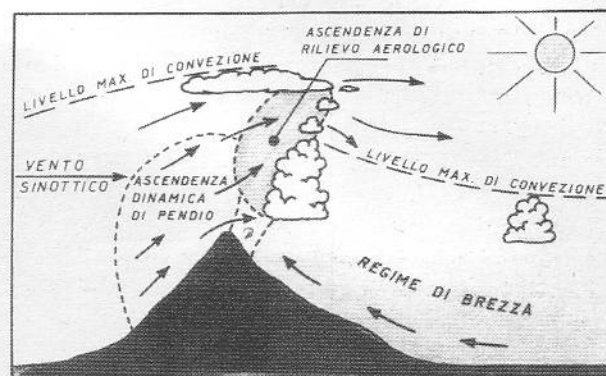


Fig. 6 - ... con vento sinottico un poco più forte della brezza...

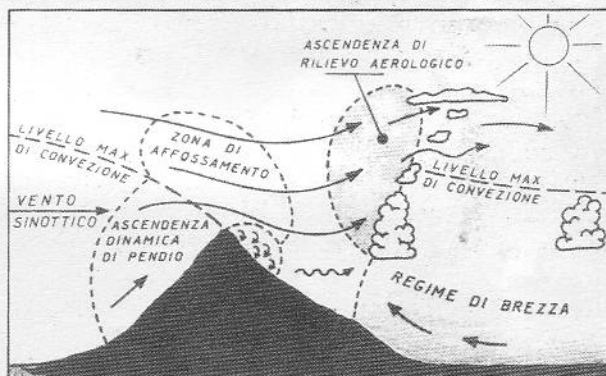


Fig. 7 - ... ed ancora con vento notevolmente più forte della brezza.



penniniche, sono spesso coronate da formazioni cumuliformi, di grande interesse per il volo veleggiato, soprattutto quando si producono in situazione anticiclonica, dato che l'esistenza in quota di inversioni termiche di subsidenza, limita lo sviluppo verticale dei cumuli, impedendone la degenerazione temporalesca.

Le condizioni più favorevoli al volo termico in montagna sono quindi quelle associate a situazioni anticicloniche, con circolazione di masse d'aria subtropicale marittima, condizionalmente instabile. Infatti in tali situazioni, i cumuli hanno la base di condensazione elevata, al di sopra della linea di cresta della montagna, e non presentano pertanto alcun pericolo per i deltaplani.

Per concludere l'argomento di questo articolo è opportuno accennare alle cosiddette "termiche di sottovento". Fin dai primi mesi della stagione primaverile, quando il sole comincia a scaldare ad esempio i pendii montani esposti a Sud, ed i venti spirano invece dai quadranti settentrionali, investendo gli opposti versanti in ombra, i fenomeni dinamici di sottovento sono contrastati dalla formazione delle brezze termiche dei pendii soleggiati. Il fenomeno si spiega così: la caduta di pressione che si registra sulla cresta della catena montana investita dal vento sinottico che spira da Nord, richiama verso la sommità del pendio l'aria che si trova negli strati inferiori del versante sottovento, creando così una controcorrente che incontrandosi in vetta col flusso opposto, provoca la formazione di un vortice stazionario ad asse orizzontale. Questo vortice, alimentato dall'aria calda che costituisce lo strato limite termico in slittamento ascendente lungo il pendio soleggiato del versante Sud, va sempre più ingrandendosi, e ad un certo momento si stacca dalla montagna (**fig. 8**). La minor densità dell'aria calda che lo compone, fa salire il vortice, che si porta in quota nel letto del vento. Dietro il primo vortice, altri se ne formano e, l'uno dopo l'altro, si staccano dalla montagna costituendo una serie di bolle termiche assai turbolente, che in qualche caso i deltaplanisti riescono a sfruttare per guadagnare quota.

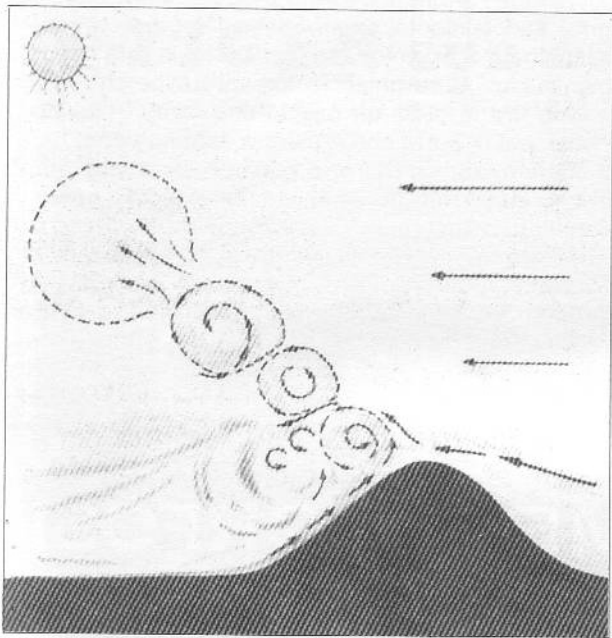


Fig. 8 - Genesi della formazione delle termiche di sottovento.

Anche le potenti correnti termodinamiche che fuoriescono dai canali rocciosi dei costoni montani riscaldati dal sole ed investiti dal vento, possono dal luogo nella zona del versante sottovento a fenomeni di notevoli turbolenza, associati spesso ad oscillazioni ondu-

latorie di rimarchevole intensità. Questi potenti soffioni d'aria calda ascendente, superando per inerzia il loro livello di equilibrio termico, assumono un movimento oscillatorio che va progressivamente smorzandosi per l'azione frenante delle diverse cause termodinamiche che agiscono su di essi. Le oscillazioni verticali, combinandosi poi col moto orizzontale di traslazione determinato dal vento, danno luogo ad un andamento ondoso del soffione; il quale, trasmettendo all'aria ambiente il suo movimento oscillatorio, esalta in tal modo il fenomeno ondulatorio, la cui intensità dipende dal grado di stabilità regnante nello strato atmosferico perturbato (**fig. 9**).

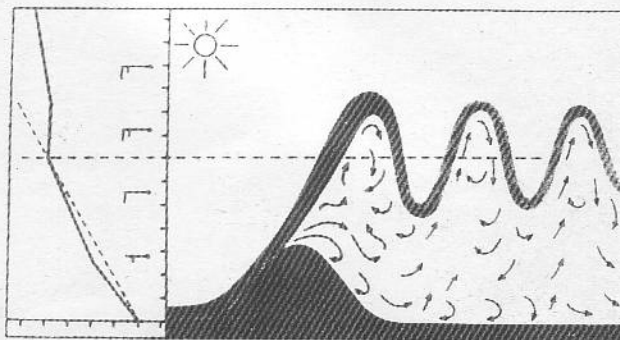


Fig. 9 - Le oscillazioni verticali dei soffioni di aria calda, combinandosi con il moto orizzontale di traslazione determinato dal vento, danno luogo ad un andamento ondoso del soffione stesso.

Come avremo modo di rilevare in seguito nell'articolo che tratterà i cosiddetti fenomeni di "termoonda", questi soffioni ondulatori si accoppiano con le eventuali correnti termiche in partenza dal suolo nella zona sottovento, in maniera tale che le correnti ascendenti si associano alla parte ascendente dell'onda, mentre le correnti discendenti di compenso vengono attratte nella parte discendente del movimento ondulatorio.

È facile capire che nella zona di accoppiamento dei due moti regna una notevole turbolenza, e che pertanto, nell'ambito di questo strato, il veleggiamento è molto difficile e richiede un notevole addestramento da parte del pilota.

PLINIO ROVESTI

(continua)