

VENTI LOCALI

Con il termine *vento locale* intendiamo qui riferirci a quelle circolazioni a mesoscala¹ che, eventi temporaleschi esclusi, possiamo grossolanamente dividere in due categorie:

- ♦ i *venti di origine termica*, di cui abbiamo già avuto modo di parlare (brezze di mare e di terra; brezze di monte e di valle), che si originano localmente per riscaldamento e raffreddamento radiativo², risultando più evidenti in assenza di venti a scala superiore;

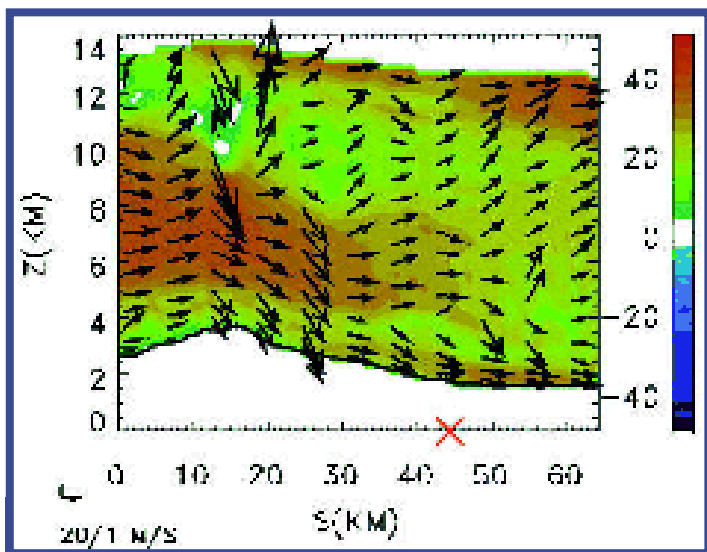


Figura 1.
L'effetto di onda orografica in una simulazione della NASA

- ♦ i venti che, dovuti all'interazione tra circolazioni a grande scala e caratteristiche orografiche locali, risultano invece tanto più evidenti quanto più intensa è la componente a scala superiore. In questa categoria, che potremmo definire dei *venti di origine esterna*, rientrano le *onde orografiche* ed i *venti di caduta*.

Le onde orografiche

Quando un flusso di aria stabile scorre perpendicolarmente ad un crinale, le sue particelle subisco-

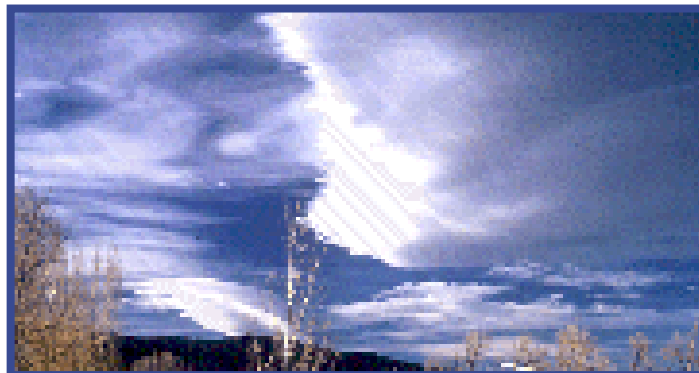


Figura 2a.
Il sistema di nubi orografiche

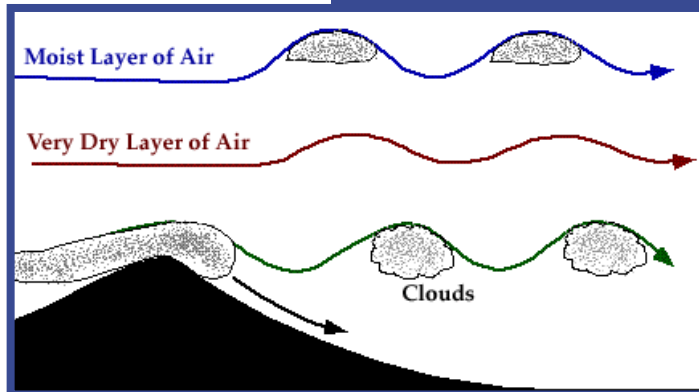
no uno spostamento in senso verticale che si riflette, nella sottovento, nella genesi di una particolare forma di *onda di gravità atmosferica*, nota appunto come **onda di montagna** o **onda orografica** (in inglese *mountain wave*).

Questi fenomeni devono il loro nome alla forza di gravità che, attraverso la stabilità atmosferica, gioca un ruolo predominante nel richiamare, in posizione di riposo, le particelle di aria precedentemente scostate dall'azione di superamento del rilievo. Queste, nel ricadere sottovento, compiono alcune oscillazioni attorno al loro punto di equilibrio (*Figura 1*), proprio come farebbe un pendolo che, inizialmente fermo, venisse spostato lateralmente, per essere poi lasciato libero di muoversi sino ad un nuovo arresto.

Poiché la montagna origine del moto ondoso non si muove, le onde orografiche tendono a rimanere stazionarie, con le creste e le gole che mantengono fissa la loro posizione, mentre l'aria fluisce rapidamente attraverso di esse. Le onde orografiche sono relativamente calde nelle gole, dove l'aria stabile è in discesa, e fredde nelle creste, dove invece l'aria è in salita. Una volta stabilizzatasi, l'attività orografica può persistere anche per parecchie ore.

In condizioni tipiche la lunghezza media di un'onda orografica può arrivare sino ad alcune miglia, potendo tuttavia raggiungere valori più elevati (oltre 30 miglia) in presenza di una favorevole interazione tra la stabilità dell'aria e la velocità del vento: più alta quest'ultima, maggiore la lunghezza d'onda; più stabile l'aria, minore la lunghezza dell'onda.

Figura 2b.
In presenza di aria sufficientemente umida (*flusso blu nella figura*), l'aria che ascende nelle creste d'onda produce nubi dalla riconoscibile forma lenticolare, tipicamente al livello degli altocumuli. Più in basso sono visibili anche le nubi di rotore e la caratteristica nube che incappuccia la cima del rilievo



¹ Secondo la terminologia introdotta nel precedente articolo, con questo termine vengono caratterizzati quei fenomeni aventi dimensioni dell'ordine del centinaio di chilometri.

² Il termine si riferisce a una delle tre modalità, detta anche per *irraggiamento*, utilizzate dalla fisica per descrivere il trasferimento di calore tra due corpi a diversa temperatura (le altre sono la *conduzione* e la *convezione*). In particolare, è proprio per irraggiamento che l'energia termica solare, sotto forma di radiazione elettromagnetica, può attraversare il vuoto cosmico e arrivare fin sul nostro pianeta. Come si può ben immaginare, la parola presenta solo una certa somiglianza con l'assonante *radioattivo*, di ben altro significato!

Sebbene la lunghezza dell'onda sia una misura accurata della scala orizzontale dell'effetto orografico di ciascun singolo rilievo, si deve tuttavia tenere presente che le dimensioni effettive del fenomeno possono essere ben superiori, posto che un singolo crinale crea spesso un treno di parecchie onde, ed un'area montuosa può essere composta di più crinali paralleli, ciascuno in grado di produrre onde orografiche. Non è quindi insolito che le onde orografiche possano occupare anche un'area di centinaia di chilometri quadrati.

L'intensità di un'onda orografica viene indicata per il tramite della forza dei moti verticali prodotti. Nelle più comuni onde *deboli*, le velocità ascendenti e discendenti sono dell'ordine di poche centinaia di piedi per minuto o anche meno; al contrario, in quelle *forti*

le velocità verticali possono superare i 1800 piedi al minuto. Le onde più intense sono quelle del cosiddetto *ciclo primario*, immediatamente sottovento al rilievo, mentre i cicli successivi tendono ad avere ampiezze ridotte.

Tutte le onde orografiche possono produrre effetti di flusso ed avviare la formazione di nubi (**Figure 2a e 2b**). Suddividendo la regione sottovento in una *zona superiore* (al di sopra del livello del crinale) ed in una *inferiore*, da qui giù sino al suolo, possiamo osservare come, nella prima, siano predominanti le

onde a mesoscala, mentre la turbolenza a microscala è rara. La cosiddetta *circolazione di rotore*, identificata al di sotto di una o più delle creste d'onda, prevale invece nella zona sottostante, con una intensità maggiore in corrispondenza della prima cresta, che, solitamente, è la principale sorgente di turbolenza nello strato inferiore, se non addirittura nell'intero sistema d'onda. Lo strato turbolento inferiore è inoltre caratterizzato anche da forti raffiche di vento, con punte di intensità lungo i rilievi del sottovento.

In presenza di sufficiente umidità, il sistema d'onda è in grado di produrre sino a tre tipologie caratteristiche di nubi: le *nubi lenticolari* (**Figura 3a**), forme particolari di altocumuli che appaiono stazionarie all'interno delle creste d'onda; la *nube di rotore* (**Figura 3b**), per l'appunto associata con l'omologa circolazione; più una nube, immediatamente al di sopra della cima del rilievo, che appare come incappucciare la montagna stessa. Più alte nubi lenticolari sono talvolta riportate anche a livello dei cirrocumuli.

E' importante comprendere, soprattutto per chi



Figura 3b.
.. e quelli delle nubi di rotore

svolge un'attività con apparecchi leggeri e/o in prossimità di rilievi, come

queste nubi possano a volte essere l'unica indicazione visibile della presenza di onde orografiche; queste nubi sono rivelatrici dell'attività orografica, della posizione delle creste delle onde e delle circolazioni di rotore, ma non possono essere utilizzate per stimare l'intensità dei moti verticali o della turbolenza associata. Altra evidenza della presenza di onde orografiche può venire dall'analisi di immagini meteorologiche satellitari.

I venti di caduta

Si identificano con questo nome o con il termine di *katabatici* (da un vocabolo greco che significa proprio "caduta") quei venti locali che scorrono sul versante sottovento dei rilievi montuosi, potendo presentarsi a carattere *freddo* (la Bora ed il Mistral nell'area mediterranea; il Blizzard dell'Antartide) oppure caldo (il Foehn della nostra Pianura Padana).

I venti freddi devono la loro esistenza al consistente raffreddamento subito da una massa d'aria in prossimità di rilievi innevati o di superfici ghiacciate. In queste condizioni, infatti, l'aria si mantiene più fredda (e quindi più densa) rispetto alla circostante atmosfera di pari quota, subendo quindi il maggior influsso della forza di gravità, che agisce trascinandola verso il basso (**Figura 4**).

A causa della forte azione "refrigerante" esercitata dal pendio innevato o dal ghiacciaio, la compressione adiabatica subita dall'aria in discesa non ne provoca un sufficiente riscaldamento, almeno non in misura necessaria da interrompere la caduta. Anche alle quote inferiori, l'aria si troverà così ad essere sufficientemente fredda da proseguire la propria corsa verso il basso.

Questi venti raggiungono raramente la velocità di 10 km/h, ma in par-

Figura 4.
Origine dei venti katabatici freddi. Il vento sinottico che, spinto dalla forza di gradiente PGF, scorre dall'alta verso la bassa pressione, viene trasformato in katabatico dal notevole raffreddamento subito al contatto con il pendio innevato

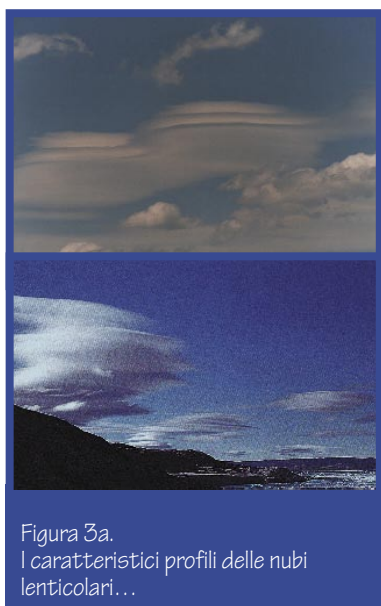
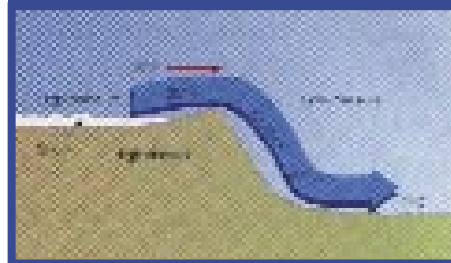


Figura 3a.
I caratteristici profili delle nubi lenticolari...



Figura 5
Il *Blizzard* delle regioni antartiche è un tipico esempio di vento katabatico

le. Raffiche di 320 km/h (due volte la forza di un uragano!) sono stati registrate in Antartide (**Figura 5**), dove l'aria scorre lungo il *pack* ed aumenta la propria velocità in prossimità della costa, quando i ghiacciai precipitano verso il mare. Altri esempi a noi più prossimi sono il Mistral, che scorre dalle cime innevate delle Alpi verso il Mediterraneo e la Bora, che scende verso il Mare Adriatico provenendo dalle montagne della ex Jugoslavia.

Al contrario, quando una massa d'aria calda e stabile si muove attraversando una catena montuosa ad alta quota per discenderne dal lato opposto, si produce spesso un forte vento caldo che gli americani delle Montagne Rocciose conoscono come *Chinook* (termine nativo che ha il significato di *mangiatore di neve*), quelli della California del sud come Vento di Santa Ana, ma che da noi, soprattutto tra gli abitanti della Pianura Padana, è più noto con il termine di *Föhn*. Il fenomeno è facilmente riscontrabile in molte località del pianeta, e tanti sono i nomi che lo caratterizzano tra le diverse popolazioni.

Il *Föhn* è, dunque, un vento caldo e secco, che soffia a raffiche dalle montagne, presentandosi spesso in circostanze analoghe a quelle che generano onde orografiche, sebbene esso possa estendersi molto più oltre dal lato sottovento rispetto all'attività ondosa. Per spiegarne l'esistenza dobbiamo ricorrere a quel gradiente adiabatico di cui abbiamo già parlato a proposito del sondaggio termodinamico, ovvero sia al tasso di raffreddamento con la quota di una massa d'aria umida oppure secca. Quando, infatti, una massa d'aria viene forzata a risalire un versante montuoso (nel caso del Nord Italia, quando

particolari condizioni possono aumentare la propria intensità sino a livelli distruttivi, ad esempio quando scorrono lungo pendii particolarmente scoscesi o quando vengono incanalati dall'orografia locale.

condensazione³ è inizialmente di 1°C/100 metri di quota. Tuttavia, non appena viene raggiunta la temperatura di rugiada, e quindi avviato il processo di condensazione dell'umidità interna, il raffreddamento viene rallentato a 0,6°C/100 metri, a causa del rilascio di *calore latente*⁴. Il versante sopravvento viene così caratterizzato da un'intensa formazione nubi, che, accompagnate da precipitazioni (fenomeno noto con il termine di *stau* o *muro del Föhn*), permettono all'aria di liberarsi della propria umidità.

Quando l'aria inizia la propria discesa dalla parte di sottovento, si è ormai privata di tutto il contenuto di umidità, ragion per cui il riscaldamento per compressione adiabatica avviene da subito secondo il gradiente caratteristico dell'aria secca, cioè nella misura di 1°C/100m. Ne risulta che, al termine dello scavalamento, la massa d'aria si troverà a pari quota ma con un'umidità inferiore (l'umidità relativa può scendere sino a valori inferiori al 20%) e una temperatura maggiore rispetto a quelle originarie (**Figura 6 e 7**).

Il *Föhn* compare quando la circolazione sinottica è sufficientemente forte da forzare l'aria a risalire le montagne in un periodo di tempo relativamente breve e dipende molto dalla topografia del luogo, nonché dall'intensità e dalla direzione della circolazione stessa. ✂

Figura 7
Una bella immagine di *Föhn* sulle regioni del Nord Italia, ripresa dal satellite Meteosat, nel campo del visibile, il 10 Marzo 2000 alle ore 12.00 UTC. Anche qui è ben evidente l'effetto di *stau* sul versante alpino di sopravvento

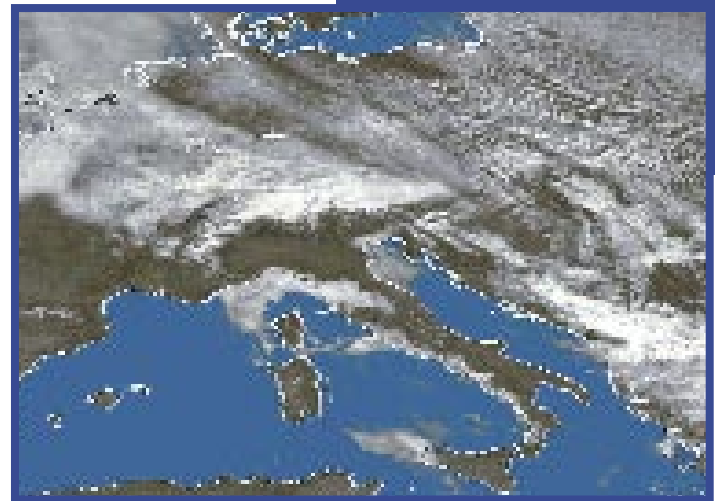
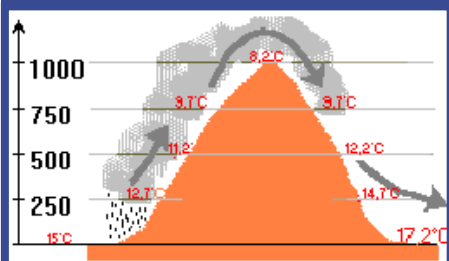


Figura 6
Origine del *Föhn*. Nell'immagine sono ben evidenti sia l'andamento della temperatura in funzione della quota dai due lati del rilievo, sia l'ammassarsi delle nubi sul versante sopravvento, a costituire il cosiddetto *muro del Föhn* o *effetto stau*



correnti fredde ed umide di provenienza atlantica impattano la barriera alpina), essa si raffredda per l'espansione adiabatica provocata dalla minore pressione esterna; il raffreddamento, secondo il tasso caratteristico di una massa d'aria non in stato di

³ Cioè con umidità inferiore al 100%. Ricordiamo che in meteorologia, diversamente dal linguaggio comune, una massa d'aria viene considerata secca (cioè non soggetta al fenomeno della condensazione) quando possiede un valore di umidità relativa inferiore al 100%, per quanto alto (e fastidioso alla percezione) esso possa in effetti essere.

⁴ Ogni grammo di vapore che condensa rilascia una quantità di calore, pari a circa 600 calorie, esattamente uguale a quella assorbita dall'acqua al momento della sua trasformazione in vapore. È grazie a questo meccanismo che le correnti atmosferiche possono trasportare energia da un punto all'altro del pianeta, cercando di equilibrare le disomogeneità create da un irraggiamento solare tutt'altro che uniforme.