

IL VENTO seconda parte

Di Marco Tadini

VENTI PERMANENTI E VENTI PERIODICI

Dopo l'analisi delle forze fondamentali che agiscono sugli spostamenti orizzontali delle masse d'aria, cioè sui venti, vediamo ora alcuni esempi particolari di questi moti, occupandoci dapprima di quelli a *carattere permanente* e successivamente di quelli di *tipo periodico*, aventi *origine termica*.

Venti permanenti

Sono così chiamati quei venti la cui origine è da ricercarsi nella stessa dinamica della circolazione atmosferica e che, proprio per questo, risultano costantemente presenti, indipendentemente dalla stagione o dal tempo meteorologico.

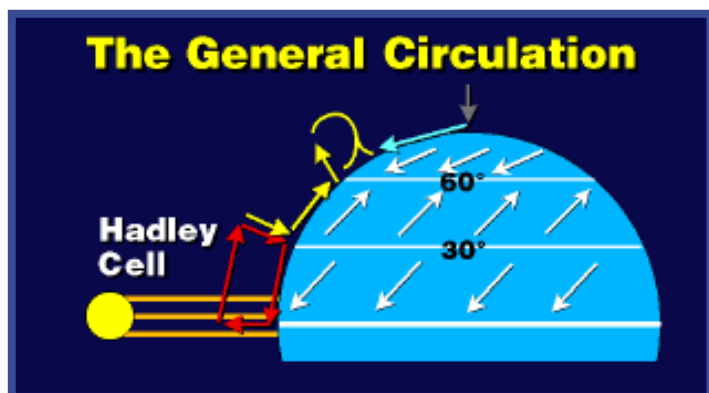


Figura 1.
La circolazione generale atmosferica per il nostro emisfero; sono ben visibile la Cella di Hadley nella fascia intertropicale ed i moti verticali di aria, che generano le fasce circumpolari di alta o bassa pressione (nell'emisfero meridionale, la circolazione è speculare attraverso la linea equatoriale).

Senza addentrarci più del necessario nella descrizione, diremo qui che la circolazione generale atmosferica si presenta come un insieme di circolazioni minori, interessanti ciascuna una fascia latitudinale di circa 30° di ampiezza; abbiamo, così (Figura 1), due circolazioni **meridiane intertropicali** o **Celle di Hadley**, per latitudini comprese tra 0° e 30°N/S; due **extratropicali**, tra i 30°N/S ed i 60°N/S e due **celle polari**, tra i 60°N/S ed i 90°N/S. I moti verticali delle masse d'aria, ben visibili nell'immagine di Figura 1 e conseguenti alla stessa dinamica atmosferica, originano anche alcune fasce circumpolari di alta (moti discendenti) o bassa (moti ascendenti) pressione, le prime in corrispondenza delle latitudini tropicali e delle calotte artiche, le seconde in prossimità

dinale di circa 30° di ampiezza; abbiamo, così (Figura 1), due circolazioni **meridiane intertropicali** o **Celle di Hadley**, per latitudini comprese tra 0° e 30°N/S; due **extratropicali**, tra i 30°N/S ed i 60°N/S e due **celle polari**, tra i 60°N/S ed i 90°N/S. I moti verticali delle masse d'aria, ben visibili nell'immagine di Figura 1 e conseguenti alla stessa dinamica atmosferica, originano anche alcune fasce circumpolari di alta (moti discendenti) o bassa (moti ascendenti) pressione, le prime in corrispondenza delle latitudini tropicali e delle calotte artiche, le seconde in prossimità

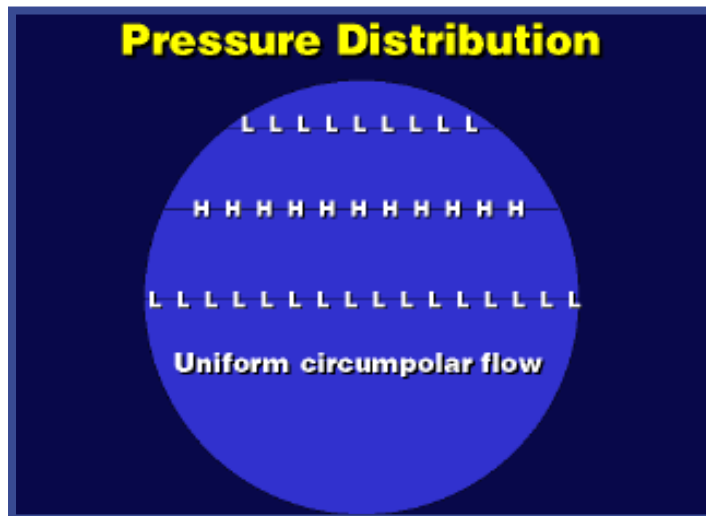
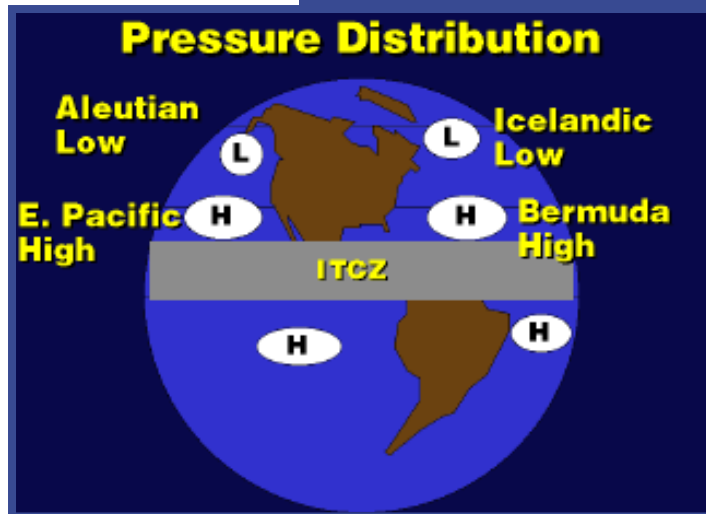


Figura 2a.
La distribuzione delle fasce circumpolari di alta o bassa pressione, originate dalla dinamica generale atmosferica

dei circoli polari e della linea equatoriale (Figura 2a). All'interno di queste fasce sono poi identificabili dei punti di massimo o di minimo relativo, ovverosia delle zone dove l'alta e la bassa pressione sono, rispettivamente, "un po' più alta" o "un po' più bassa" del resto della fascia. Si creano così dei veri e propri campi (Figura 2b) anticiclonici o ciclonici, che, per la loro genesi, vengono anch'essi detti **permanenti** ed a carattere **dinamico**. Due di questi campi esercitano una funzione fondamentale per le nostre latitudini, in quanto veri e propri "motori" per la circolazione atmosferica del continente europeo: l'**anticiclone delle Azzorre** ed il **ciclone d'Islanda**.

Tornando ora al nostro argomento, analizziamo cosa avviene nella fascia intertropicale, a seguito del massiccio irraggiamento solare che interessa la linea equatoriale. L'aria nei bassi strati atmosferici, fortemente riscaldata, inizia un movimento ascendente che la porta ad una quota di qualche chilometro, raggiunta la quale inizia a piegare verso nord (verso sud nell'opposto emisfero), per dirigersi verso la

Figura 2b.
Alcuni dei nuclei di minimo o massimo barico relativo, rispettivamente interni alle fasce circumpolari cicloniche o anticicloniche (in figura non è visibile il "nostro" massimo oceanico delle Azzorre). È riportata anche la fascia occupata dalla linea di convergenza degli alisei o ITCZ



zona polare, spinta dalla necessità di trasportarvi l'eccesso di calore accumulato. Non appena lasciata la latitudine 0°, inizia però a farsi sentire l'effetto della forza di Coriolis, che introduce una deviazione verso la destra del moto (sinistra nell'opposto emisfero), crescente al crescere della latitudine. A causa di questa deviazione, le correnti in quota perdono l'originale orientamento esattamente meridiano, per assumerne uno lungo la direttrice da Sud-Ovest verso Nord-Est. Alla latitudine del Tropico, inizia una fase di discesa verso il suolo, raggiunto il quale parte dell'aria ritorna verso l'Equatore, parte continua il suo viaggio verso il settentrione del pianeta. Anche le correnti di ritorno, che chiudono la circolazione intertropicale conferendole una forma *ad anello*, risentono della forza di Coriolis, che le orienta da Nord-Est ver-

Intertropical convergence zone



Figura 4a.
La convergenza dei venti superficiali lungo l'ITCZ può, in presenza di condizioni favorevoli, contribuire allo sviluppo dei cicloni tropicali.

modo di parlare più oltre.

Controalisei è invece il nome delle correnti sudoccidentali, che scorrono in quota al di sopra degli alisei, mentre, per ciò che riguarda gli alisei meridionali, la loro provenienza, se consideriamo come la forza di Coriolis agisce nell'altro emisfero, diviene sudorientale e questa osservazione ci permette di introdurre una regola empirica al riguardo della simmetria esistente tra i due emisferi: le proprietà del "nord" e del "sud" sono legate all'emisfero di riferimento, quelle dell'ovest e dell'est si mantengono inalterate, proprio come la provenienza degli alisei cambia da Nord-Est a Sud-Est transitando al di là della linea equatoriale.

Alisei settentrionali ed alisei meridionali convergono verso una linea, detta **zona di convergenza intertropicale ITCZ**, che, come ricorderà chi segue queste pagine meteo sin dai primi numeri di *Aviazione Sportiva*, è possibile trovare riportata anche sulle carte aeronautiche cosiddette *di tempo significativo SWC*. Il motivo di questa segnalazione è dovuto all'eventualità che la convergenza dei venti superficiali possa generare, in presenza di condizioni favorevoli, forti temporali o, addirittura, veri e propri cicloni tropicali (**Figure 4a e 4b**).

Altri venti permanenti nordorientali sono quelli che soffiano in superficie al di là del circolo polare e che costituiscono le "correnti di ritorno" al suolo della cella polare, una circolazione ad anello in tutto e per tutto simile a quella intertropicale: salita di aria in quota lungo la linea dello stesso circolo polare, ridiscesa al suolo in corrispondenza del polo, e due correnti orizzontali a chiudere il tutto. Ha infine carattere permanente anche la circolazione occidentale delle medie latitudini, cosiddetta delle **westerlies** e compresa tra i 40°N/S ed i 60°N/S, la cui regolarità è, tuttavia, meno apprezzabile di quella degli alisei, perché frequentemente sconvolta

GC Surface Winds

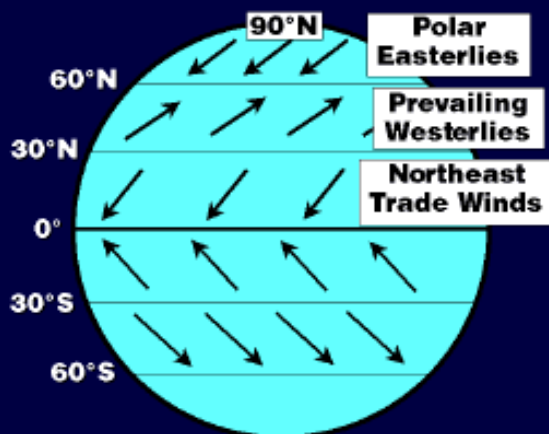


Figura 3.
I venti permanenti superficiali per l'emisfero nord: gli alisei di Nord-Est (trade winds), il flusso zonale occidentale delle medie latitudini (prevailing westerlies) ed i venti polari orientali (polar easterlies).

so Sud-Ovest, con una deviazione che, questa volta, tende ad annullarsi con l'approssimarsi della latitudine 0°.

Queste correnti di ri-

torno vengono percepite, dagli osservatori sulla superficie del pianeta, come venti costantemente nordorientali, che spirano ad una velocità di circa una decina di nodi a quote inferiori ai primi due chilometri ed hanno carattere secco e fresco: sono gli **alisei** dell'Emisfero Nord (**Figure 3**). La costanza degli alisei venne per la prima volta sperimentata dalle navi commerciali che battevano le rotte equatoriali per il trasporto delle spezie e, difatti, il loro nome anglosassone è *trade winds*, cioè "venti del commercio". Pur essendo permanenti, gli alisei possono, a volte, "scompare" perché cancellati da una circolazione più intensa ed a loro opposta, come avviene annualmente in Asia durante la stagione estiva a causa della presenza dei *monsoni*, venti stagionali di cui avremo

Figura 4b.
Sviluppo di temporali lungo la linea dell'ITCZ.



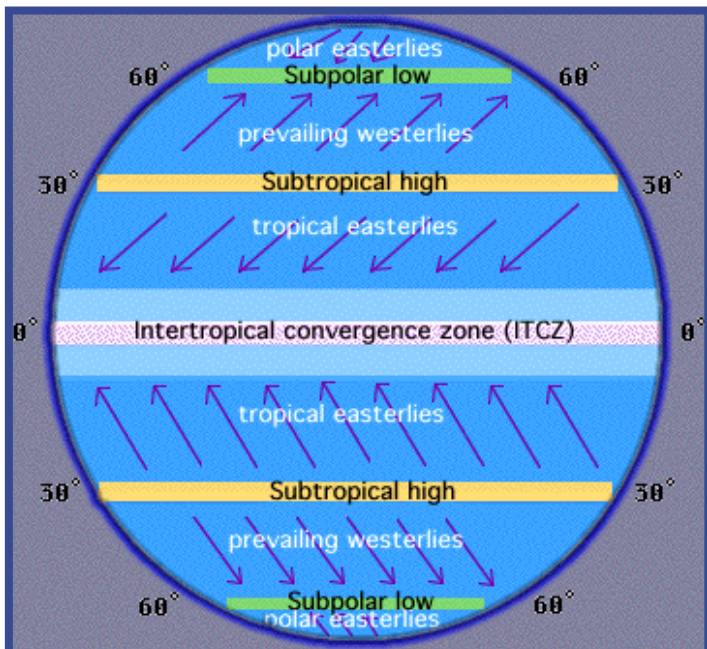


Figura 5.

Il quadro complessivo dei venti permanenti superficiali, originati dalla dinamica della circolazione generale atmosferica (gli alisei dei due emisferi sono qui riportati come tropical easterlies, nome che deriva dalla loro prevalente provenienza orientale)

dalle depressioni a carattere mobile, cui noi diamo il nome di *perturbazioni*. Notazione importante, le *westerlies* sono tali anche nell'emisfero sud (proprio per la simmetria di cui

si diceva prima) ed è qui fondamentale sottolineare come, nelle zone temperate, la circolazione generale si svolga lungo una direttrice che non è assolutamente più quella prevalentemente meridiana delle latitudini intertropicali o polari, ma è stata totalmente sconvolta, assumendo provenienza occidentale o, come si dice tecnicamente, carattere *zonale*.

Il *flusso zonale*, a cui può capitare di sentire accennare da qualche meteorologo, allora altro non è che l'insieme delle *westerlies*, le correnti occidentali che, nell'esempio del nostro continente, scorrono com-

prese tra l'Anticiclone delle Azzorre a sud ed il Ciclone d'Islanda a nord. Questi due cambi barici, con la loro rotazione oraria ed antio-

rraria, si comportano proprio come due "ingranaggi" che spingono in avanti il "nastro" delle correnti atmosferiche, sul quale, occasionalmente, viaggiano le perturbazioni; per questo motivo ci siamo precedentemente riferiti a loro come ai *motori* della circolazione delle nostre latitudini. La posizione relativa di questi "ingranaggi" influisce sul tempo meteorologico continentale, facendo scorrere il nastro più alto in latitudine nella stagione estiva, più basso in quella invernale.

Thermally Driven Winds

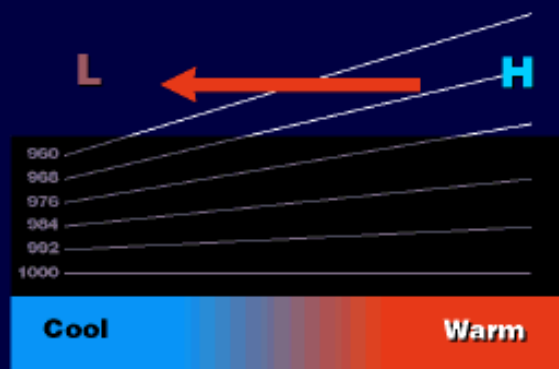


Figura 6b.

Nel campo omogeneo della Figura 4a, la presenza di un diverso riscaldamento al suolo provoca la nascita di un gradiente barico orizzontale in quota

La **Figura 5** riassume il quadro della dinamica atmosferica e dei venti permanenti di superficie ad essa associati. Concludiamo

qui con un aneddoto circa le regioni anticicloniche subtropicali, che, caratterizzate da venti scarsi e clima torrido, erano fortemente temute dai naviganti diretti verso il Nuovo Mondo, e da questi indicate come *Doldrums* (calme equatoriali) o *horse latitudes*, "latitudini del cavallo". Secondo la tradizione, gli equipaggi delle navi che incappavano in queste zone di assoluta bonaccia erano, ad un certo punto, costretti a liberarsi dei propri cavalli, mangiandoli o gettandoli in mare, per poter risparmiare preziosa acqua potabile ed alleggerire il carico dell'imbarcazione.

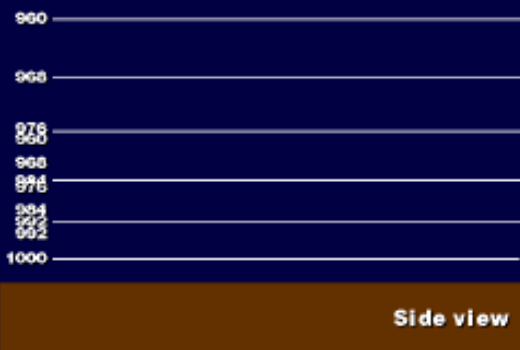
Venti termici a carattere periodico

Il **vento termico** deriva da un gradiente barico che nasce, a sua volta, da una differenza di temperatura sul piano orizzontale. Consideriamo la **Figura 6a**, dove tutte le superfici a pressione costante risultano parallele al terreno e non vi è alcuna differenza di temperatura (quindi nessun gradiente barico) sul piano orizzontale; se così non fosse, queste stesse superfici risulterebbero inclinate rispetto al suolo, che intersecherebbero producendo locali differenze di pressione in differenti

Figura 6a.

In un campo barico omogeneo a temperatura costante, le superfici isobariche risultano parallele al suolo e non vi è presenza di alcun gradiente orizzontale

Thermally Driven Winds



Thermally Driven Winds

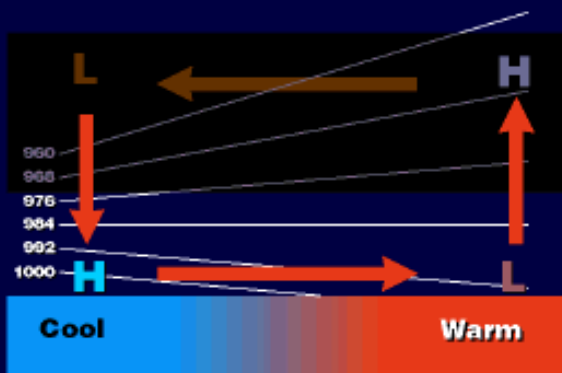


Figura 6c.
Con la formazione di un gradiente barico al suolo, di direzione opposta rispetto a quello in quota, si chiude l'anello della circolazione termica

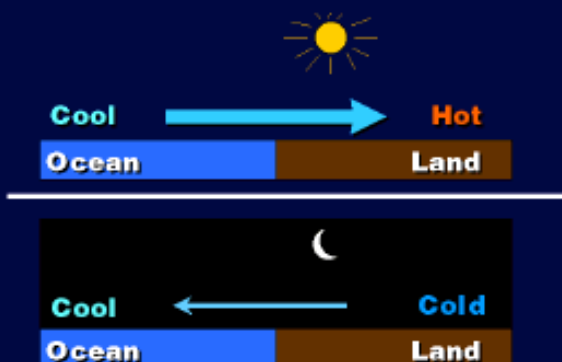
località geografiche. Immaginiamo ora di produrre un riscaldamento sulla parte destra del diagramma ed

un raffreddamento su quella sinistra, avendo contemporaneamente cura di mantenere la pressione ovunque costante, in modo tale da avere la medesima massa di aria al di sopra di ciascun punto della superficie e ancora nessun gradiente barico orizzontale. Se l'aria, in corrispondenza di ciascuna di queste due estremità, ne assume la medesima temperatura per via di conduzione del calore, allora la colonna d'aria al di sopra della parte calda si espande verso l'alto, in modo da diminuire la propria densità, mentre, all'opposto, quella al di sopra della parte fredda si contrae, in modo tale da provocarne un aumento. Da ciò ne deriva un progressivo inclinarsi delle superfici isobariche all'aumentare dell'altezza (Figura 6b), che, a sua volta, porta alla definizione di un gradiente barico orizzontale in quota; il vento inizia a fluire dalla zona di alta pressione sovrastante la regione calda verso la bassa pressione al di sopra di quella fredda.

Poiché questo flusso implica anche un vero e proprio trasferimento di masse d'aria, la perdita di massa nella colonna sopra la regione calda porta a una diminuzione del-

Figura 7.
Le brezze di mare e di terra

Sea and Land Breezes



la pressione superficiale, mentre, di contro, dal guadagno di massa al di sopra della regione fredda ne consegue un aumento della stessa pressione. Anche in superficie si forma così un gradiente barico orizzontale (Figura 6c), puntante però, questa volta, dalla zona fredda verso la calda (lo si potrebbe vedere come il flusso di ritorno di quello in quota).

I venti di origine termica scorrono quindi, in superficie, dalle regioni più fredde verso quelle più calde, e hanno intensità che dipende dalla differenza di temperatura; la scala di questi moti è comunque troppo locale perché su di essi abbia influenza la deviazione di Coriolis, fatta eccezione per il fenomeno della circolazione monsonica¹.

Le brezze di mare e di terra (Figura 7) costituiscono un primo esempio di circolazione termica a mesoscala, che nasce per la differenza in calore specifico tra il mare e la terra emersa. Lungo le regioni costiere nelle ore di massima insolazione si origina, difatti, un più veloce riscaldamento del suolo rispetto all'acqua, che, a sua volta, determina, il richiamo di

Mountain and Valley Breezes

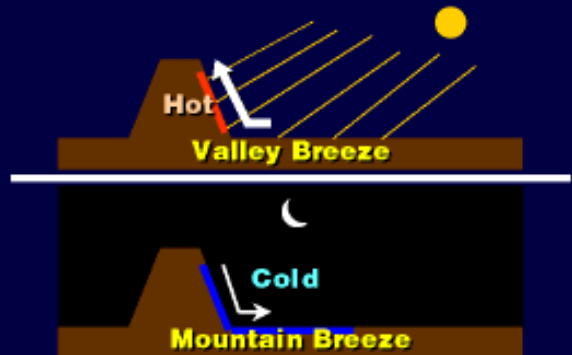


Figura 8.
Le brezze di valle e di monte

correnti d'aria dal mare nei bassi strati. La brezza di mare si manifesta dalla tarda mattinata, con intensità massima nelle ore pomeridiane, per annullarsi in serata, prologo al flusso contrario della brezza terrestre, la quale, nascendo dal più veloce raffreddamento del suolo con conseguente richiamo di aria verso il mare, si instaura da circa mezzanotte fino a poco dopo le luci dell'alba. Tuttavia, poiché la differenza di temperatura non è così accentuata come lo è di giorno, l'intensità di questa brezza risulta inferiore a quella della componente diurna.

Anche il diverso riscaldamento tra i pendii di una

¹ In gergo meteorologico si dice che il vento termico è un fenomeno a **mesoscala**, mentre il monzone lo è a scala **sinottica**; la mesoscala ha dimensioni dell'ordine del centinaio di chilometri, mentre la scala sinottica arriva sino alla decina di migliaia di chilometri.

Monsoon Circulation

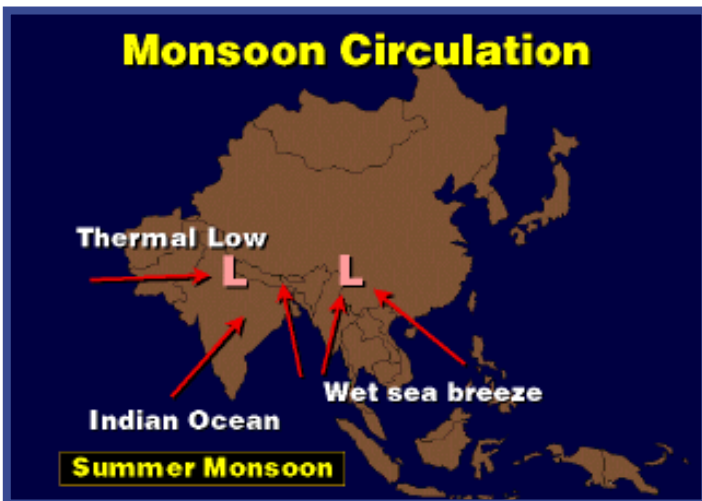


Figura 9a.
Origine termica del monsone estivo

dienti barici a carattere locale, con conseguente richiamo di correnti dal centro di alta verso quello di bassa pressione. Avremo quindi **brezze di monte** nelle ore notturne, che spirano verso valle anche rinforzate da una componente dovuta alla gravità (**vento catabatico o di caduta**), e **brezze di valle** nelle ore diurne, con vento diretto in direzione opposta (**Figura 8**).

Il **monsone**, infine, è un esempio molto particolare di vento a carattere stagionale (la parola deriva, infatti, da un termine arabo che significa proprio "stagione"), la cui circolazione interessa principalmente il continente asiatico e le coste sudorientali dell'Africa. La spiegazione tipica adottata per giustificare la natura periodica di questi venti è, ancora una volta, quella dell'origine termica, seppure, come abbiamo già anticipato, a scala superiore a quelle delle brezze, con la formazione, nella stagione estiva (**Figura 9a**), di un campo di bassa pressione sulla piana continentale e di alta pressione sull'antistante Oceano. Tra questi due campi, spinti dalla forza che si origina dal gradiente orizzontale, si sposterebbero dunque flussi di aria trasportanti l'umidità acquisita dal mare; l'aria umida, impattando con la catena dell'Himalaya, produrrebbe poi le persistenti ed abbondanti piogge che caratterizzano la stagione estiva indiana. Per curiosità, riportiamo che la località più umida del mondo è la città di Cherrapunji, proprio ai piedi della catena himalayana, dove la media annua delle precipitazioni è intorno ai 10 metri circa (*si, proprio "metri"...*) e dove nel 1861 si raggiunse lo storico record di ben 26 metri di pioggia!

All'opposto, nella stagione invernale, i monsoni assumono direzione contraria (**Figura 9b**): l'aria risulta più fredda sul continente, dove si viene a creare il nucleo anticiclonico, rispetto al mare, dove invece si posiziona il centro di bassa pressione. Le correnti scorrono così provenendo dal continente e dirigendosi verso il mare, proprio come una brezza notturna, il che conferisce loro quelle caratteristiche di maggior secchezza che si accompagnano alla pressoché to-

tale assenza di precipitazioni.

Questa spiegazione, senz'altro valida, viene però oggi integrata da motivazioni dinamiche, legate alle variazioni in latitudine della ITCZ, derivanti, comunque, sempre dal diverso riscaldamento della piana indiana. Quando, in estate, la ITCZ sale quasi al livello dell'Himalaya, gli alisei meridionali, che in essa devono andare a confluire, si trovano a dover scavalcare la linea dell'equatore, risultando così soggetti ad una deviazione di Coriolis opposta a quella tipica del loro emisfero. I venti, da sudorientali che erano, ruotano divenendo sudoccidentali, rinforzandosi anche per i motivi *termici* di cui sopra ed arricchendosi in umidità prima di impattare la barriera orografica. In questa nuova prospettiva, il monsone invernale di Nord-Est altro non sarebbe che il ripristinarsi della normale circolazione degli alisei sul subcontinente indiano.

Siano essi a scala dell'ordine delle decine di migliaia di chilometri o di poche centinaia o di decine di migliaia di chilometri, i venti sono dunque sempre mossi dalle stesse forze fondamentali (che potranno essere più o meno rilevanti, ma comunque sempre presenti), prima tra tutte quella dovuta alla diversa distribuzione, per motivi dinamici o termici, della pressione atmosferica sulla superficie terrestre: la **forza di gradiente**. Questa notazione ci tornerà utile ogni volta che esamineremo una carta meteorologica in preparazione di un'attività operativa: tanto più strette saranno le isobare in una regione della mappa, tanto più intenso sarà il vento che, in quella zona, dovremo prepararci ad affrontare.

Figura 9b.
Origine termica del monsone invernale



Nel prossimo numero termineremo la nostra analisi del vento occupandoci di un fenomeno comune a molte località del pianeta, ma che da noi caratterizza in modo particolare la Pianura Padana ed, in misura minore, anche le regioni a ridosso della catena appenninica: lo **stau-foehn**. 