

VENTI LOCALI E VENTI STAGIONALI

Gianni Comini

CISM - Dipartimento di Energia e Ambiente

Piazza Garibaldi 18 - 33100 Udine

gianni.comini@cism.it

1 novembre 2025

1 Circolazione atmosferica

La circolazione atmosferica ha luogo su tre differenti scale. Essa è generata dalla necessità di trasportare energia tra le diverse zone della Terra al fine di riequilibrare il più possibile le differenze di temperatura causate dalle variazioni dei flussi netti di energia solare. La prima scala è quella planetaria e interessa il trasporto di energia tra l'equatore e i poli. La seconda scala è quella continentale ed è focalizzata sul trasporto di energia alle medie latitudini (tra le zone tropicali e quelle polari) attraverso l'alternanza di perturbazioni associate a vortici ciclonici e anticiclonici. La terza scala è quella locale ed interessa il trasporto di energia tra aree relativamente vicine attraverso venti generati dalle differenze di temperatura tra le aree stesse.

La circolazione su scala planetaria è definita Circolazione Generale ed è stata ampiamente esaminata nei due post “Le Correnti a Getto nelle Eitati Calde” e “Le Onde Atmosferiche Planetarie”. La circolazione su scala continentale è stata discussa nei due post “Masse d’Aria e Fronti nelle Carte Meteorologiche” e “Cicloni”, facendo particolare riferimento al contesto europeo.

Per completare la trattazione, in questo studio ci si occupa dapprima delle numerose circolazioni associate ai venti locali che, come si è detto, sono generate da differenze di temperatura tra aree relativamente vicine. Esse hanno come caratteristica comune, la periodicità giornaliera e, quindi, è apparso naturale concludere lo studio occupandosi dei monsoni che sono venti periodici stagionali a scala continentale ma che, come vedremo, sono simili per molti aspetti alle brezze marine.

2 Venti locali

I venti locali sono movimenti d’aria su piccola scala generati da differenze di temperatura che, a loro volta, creano variazioni nella pressione atmosferica. Quando il Sole riscalda aree relativamente vicine in modo non uniforme a causa, ad esempio, di variazioni nei coefficienti di assorbimento delle superfici o per la presenza di coperture nuvolose diverse,

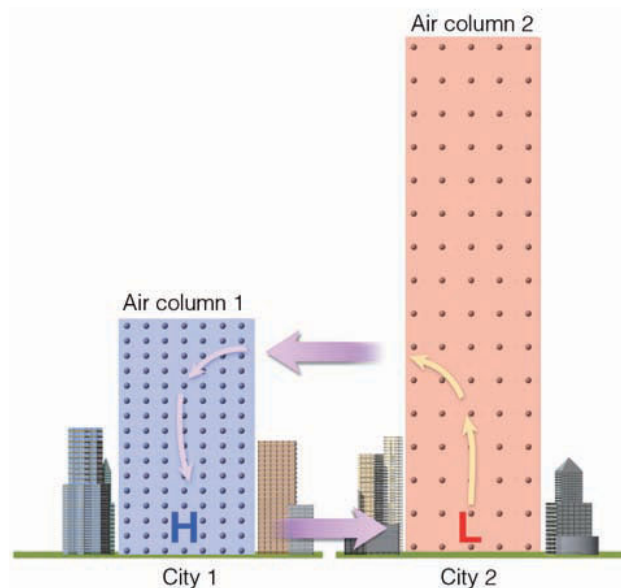


Figura 1: Il riscaldamento e il raffreddamento delle colonne d'aria che sovrastano, rispettivamente, la città 2 e la città 1 causa le variazioni orizzontali di pressione in alto e in superficie. Queste variazioni forzano l'aria a spostarsi dalle aree di alta pressione a quelle di bassa pressione mentre, a seguito di questi spostamenti, la legge di conservazione delle masse impone che l'aria salga nella colonna calda e scenda nella colonna fredda. [C. D. Ahrens e R. Henson].

l'aria sopra le superfici più calde si espande e sale creando una regione di bassa pressione mentre l'aria sopra le superfici più fredde si contrae e scende creando una regione di alta pressione (Figura 1). A questo punto l'aria tende a spostarsi dalle regioni con pressione più alta a quelle con pressione più bassa, dando origine ai venti locali che, evidentemente, risentono della eventuale presenza di montagne, valli, coste e specchi d'acqua nelle zone su cui agiscono.

Il flusso d'aria in superficie da un'area di alta pressione a un'area di bassa pressione è, tuttavia, solo una piccola parte del sistema circolatorio. Infatti, se il vento in superficie si limitasse a soffiare in direzione orizzontale, sposterebbe in breve tempo dall'area di alta pressione a quella di bassa pressione le molecole necessarie al riequilibrio idrostatico e poi cesserebbe. Invece sappiamo che i venti possono persistere in superficie anche abbastanza a lungo e ciò accade a causa della legge di conservazione della massa. Tale legge impone che quando, in superficie, i venti convergono verso un'area di bassa pressione l'aria trasportata debba necessariamente salire in quota, mentre quando divergono da un'area di alta pressione l'aria sottratta debba necessariamente essere sostituita da aria che scende dalle quote più alte.

A questo punto, per consentire il flusso continuo dei venti basta completare la circolazione con un flusso di ritorno in quota che trasporti l'aria salita nella colonna ascendente verso la zona dove si trova la colonna discendente. In altre parole, un sistema di bassa pressione è caratterizzato da convergenza in superficie e divergenza in quota mentre per un sistema di alta pressione è vero il contrario, con divergenza in superficie e convergenza in quota. Ciò significa che ad una bassa pressione in superficie (convergenza) corrisponde

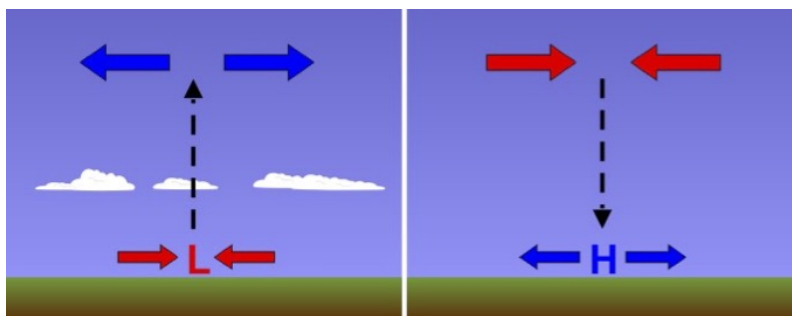


Figura 2: A sinistra, l'aria che converge verso un centro di bassa pressione deve salire per evitare accumuli ma nella salita l'umidità condensa generando sistemi nuvolosi e, talvolta, precipitazioni. A destra, l'aria che diverge da un centro di alta pressione viene sostituita da aria secca che scende portando cielo sereno e bel tempo. [Penn State University].

sempre un'alta pressione (divergenza) in quota e, viceversa, che ad un'alta pressione in superficie (divergenza) corrisponde sempre una bassa pressione (convergenza) in quota.

La grafica può chiarire quella che appare come una descrizione piuttosto complessa. Ad esempio, nella Figura 1 si vede come l'aria calda che sale nella colonna sopra la città 2 crei un'alta pressione in quota e una bassa pressione al suolo, mentre l'aria fredda che scende nella colonna della città 1 crei un'alta pressione in superficie e una bassa pressione in quota. Per convincersene basti constatare che, alla stessa quota in alto, vi sono più molecole sovrastanti nella colonna calda (che si è espansa) rispetto alla colonna fredda (che si è ristretta).

In realtà, anche se sfugge alle nostre osservazioni dalla Terra, è più corretto pensare che sia la differenza di pressione in quota a mettere in moto la circolazione mentre, in superficie, la bassa pressione nella colonna 2 e l'alta pressione nella colonna 1 siano conseguenze, rispettivamente, della rimozione e dell'apporto di aria.

Questo meccanismo ha implicazioni meteorologiche in quanto la riduzione di pressione con la quota fa sì che l'aria in ascesa si espanda adiabaticamente e, in questo modo, la sua temperatura diminuisca. Una volta raggiunta la temperatura di rugiada l'umidità condensa dando origine a sistemi nuvolosi e, in molti casi, anche precipitazioni, come di vede nella Figura 2 a sinistra. Per contro, l'aria in discesa dall'alto è sostanzialmente priva di umidità e, scendendo, si comprime adiabaticamente riscaldandosi e lasciando bel tempo e cielo sereno, come schematizzato nella Figura 2 a destra.

Nel seguito, si vedrà in che modo lo schema appena illustrato possa venire facilmente adattato per descrivere i meccanismi di generazione delle brezze che, tra i venti locali, sono i più importanti.

2.1 Brezze di monte e di valle

Questo paragrafo deve molto agli “Appunti di meteorologia per il Friuli-Venezia Giulia” di S. Micheletti e M. Salvador.

Le brezze di monte e di valle, schematizzate nella Figura 3, sono causate dal ciclo giornaliero di riscaldamento e raffreddamento dei pendii montuosi. Durante il giorno,

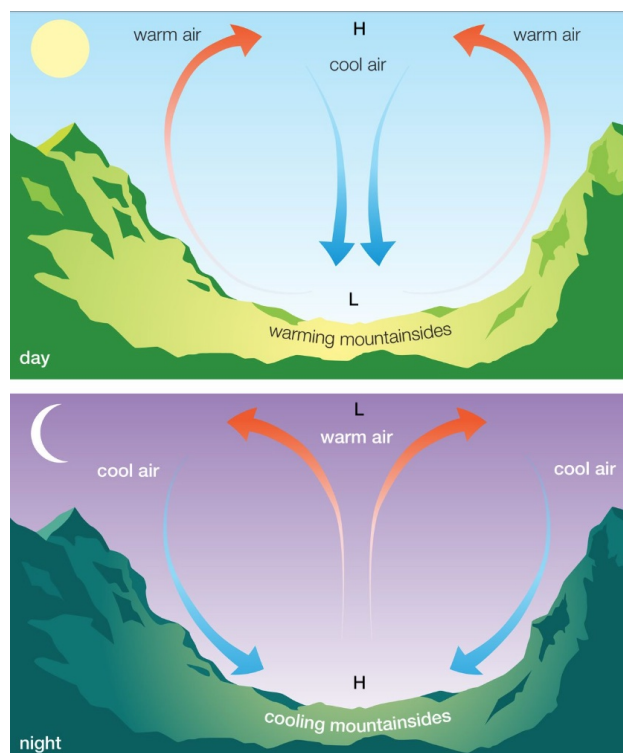


Figura 3: Brezza di monte (sopra) e brezza di valle (sotto) [Britannica].

l'irraggiamento solare riscalda i versanti in quota che, a loro volta, riscaldano l'aria a contatto con essi. L'aria riscaldata è meno densa dell'aria alla stessa altitudine sopra la valle e, quindi, sale lungo i versanti richiamando altra aria dal fondovalle e generando così in quota un flusso tiepido noto come **brezza di valle**.

Durante la notte, il flusso si inverte in quanto i pendii montuosi si raffreddano rapidamente e, a loro volta, raffreddano l'aria a contatto con essi. L'aria raffreddata è più densa dell'aria alla stessa altitudine sopra la valle e, quindi, scende lungo i versanti verso il fondovalle, generando in basso un flusso freddo, generalmente moderato, noto come **brezza di monte**.

Nelle vallate alpine, che sono racchiuse da alti versanti montani e sboccano in valli più grandi o in una pianura, la brezza di monte confluisce nel fondovalle e, a sua volta, lo discende dirigendosi verso lo sbocco della vallata. Nelle prime ore del giorno si forma così, sul fondovalle, una "inversione termica", ovvero uno strato di aria fredda in superficie che ostacola la convezione naturale e, quindi, persiste anche quando l'aria in quota comincia a riscaldarsi. In tale situazione, il vapore contenuto nell'aria fredda e umida sul fondovalle condensa dando luogo a foschie e nebbie. Durante l'inverno, l'inversione può permanere anche tutto il giorno mentre, durante l'estate, il Sole riscalda fortemente i versanti in quota e, già nella prima mattina, inizia a generare una brezza di valle che, richiamando aria dal basso, rompe l'inversione termica.

Verso mezzogiorno, con l'aumentare della radiazione solare, la brezza di valle aumenta di intensità incrementando il flusso di aria umida dal fondovalle. L'aria umida,

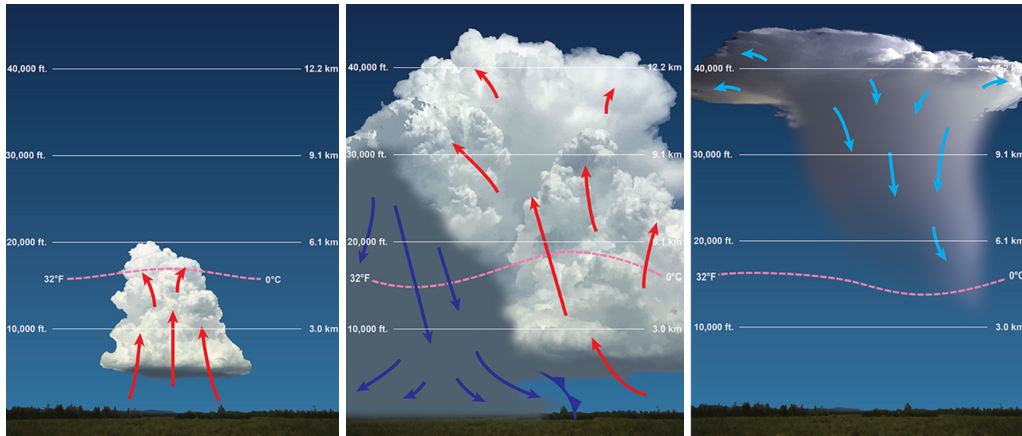


Figura 4: Ciclo di vita di un cumulonembo nel contesto di un temporale di calore estivo a cella singola in montagna. Sviluppo (a sinistra); maturazione (in centro) e dissolvimento (a destra). [NOAA].

innalzandosi si raffredda adiabaticamente, prima “a secco” e successivamente, “a umido” e, se l’atmosfera è instabile può formare “cumuli di bel tempo” sopra i versanti.

Talvolta nel pomeriggio, in presenza di umidità elevata e di forte instabilità atmosferica, uno dei cumuli può trasformarsi in “cumulonembo” dando origine a un temporale estivo del tipo descritto nel paragrafo che segue. In genere, un temporale di questo tipo si esaurisce rapidamente, per mancanza di alimentazione di aria umida dal basso, quando il Sole è prossimo al tramonto e da quel momento le nuvole diminuiscono in pochi minuti.

A questo punto, se il tempo resta bello e sereno, i versanti si raffreddano più velocemente del fondovalle e la brezza di monte può riformarsi.

2.1.1 Temporale estivo in montagna

Il ciclo di vita di un cumulonembo nel contesto di un temporale di calore estivo a cella singola è descritto in dettaglio nel post “Temporali, Fulmini e Grandine”. Riassumendo e semplificando le passate considerazioni con riferimento alla Figura 4, qui basta dire che le condizioni che favoriscono lo sviluppo di un temporale estivo a monocellula in montagna sono:

- aria calda e umida nelle vicinanze del suolo;
- forte instabilità atmosferica ovvero, continuando a semplificare, un forte gradiente termico verticale con temperatura che diminuisce rapidamente con la quota;
- un innesco opportuno che, in questo caso, è la brezza di valle.

Per i lettori più interessati, si possono poi aggiungere alcune considerazioni termodinamiche:

- in fase di risalita, una massa d’aria si espande raffreddandosi perché la sua pressione si equilibra istantaneamente con la pressione dell’atmosfera adiacente, ma lo scambio termico con le masse d’aria vicine è trascurabile;

- in tale situazione, e in assenza di condensazione del vapore, la massa d'aria in fase di risalita subisce un raffreddamento definito “adiabatico secco” (cioè senza scambio termico e senza condensazione) pari a circa $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ per chilometro (e, di conseguenza, continua certamente a risalire se, a causa di una forte instabilità, la temperatura atmosferica diminuisce più di $10\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$);
- poiché il calore latente di condensazione viene fornito alla stessa massa d'aria che sale, quando inizia la condensazione il gradiente di raffreddamento diminuisce da “adiabatico secco” ad “adiabatico saturo (o umido)” passando dai $10\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ quando il processo è senza condensazione, ai $6\text{--}7\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ quando il processo è ancora adiabatico ma si ha condensazione;
- evidentemente, l'effetto complessivo dell'attenuazione del calo termico in presenza di condensazione del vapore, è quello di favorire la risalita convettiva delle masse d'aria.

Infine si può ricordare che la necessità di un innesco deriva dal fatto che, al suolo, la temperatura è costante su tutta l'area e, quindi, serve una prima spinta esterna per consentire alla convezione naturale di iniziare e poi fare il suo corso in quota.

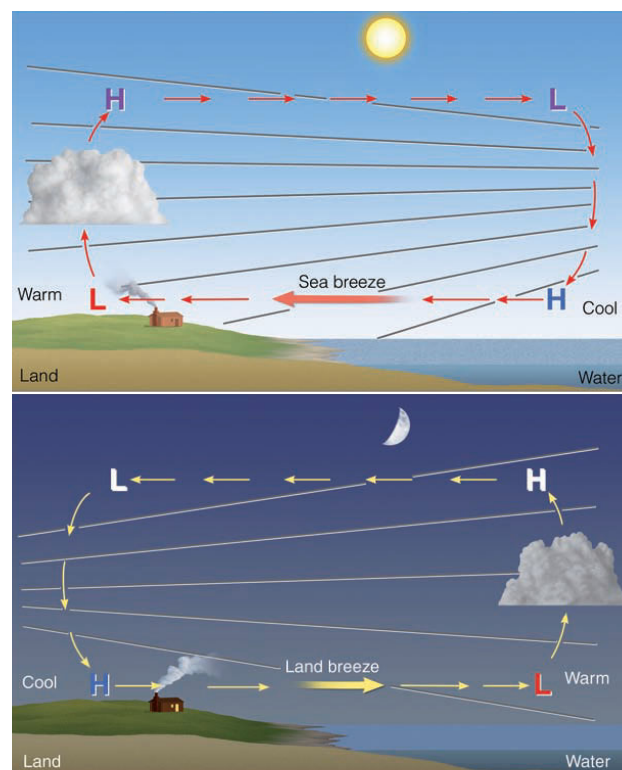


Figura 5: Brezza di mare (sopra) e brezza di terra (sotto) [C. D. Ahrens e R. Henson].

2.2 Brezze di mare e di terra

Durante il giorno l'aria sopra il mare, che è più fresca e densa dell'aria sopra la terraferma, si contrae e scende creando in superficie una regione di alta pressione, mentre l'aria sopra la terraferma si dilata e sale creando in superficie una regione di bassa pressione. In quota sopra la terraferma, dove l'aria sale, si crea una zona di alta pressione, mentre sopra il mare da dove l'aria scende si crea una zona di bassa pressione. In questo modo la circolazione si chiude e, come si vede nella Figura 5 sopra, l'effetto più importante è la **brezza di mare**, ovvero il flusso d'aria in superficie che va dal mare verso la terraferma.

Di notte, sempre a causa della maggior capacità termica del mare la terraferma si raffredda più rapidamente del mare invertendo la circolazione e, come si vede nella Figura 5 sotto, l'effetto più importante è la **brezza di terra**, ovvero il flusso d'aria in superficie che va dalla terraferma verso il mare.

Osservando la Figura 5 nel suo complesso, si nota che l'aria ascendente si trova sulla terraferma durante il giorno e sul mare durante la notte. Pertanto le nubi (che, talvolta, portano precipitazioni e temporali) tendono a formarsi sulla terraferma durante il giorno e sul mare durante la notte. Tuttavia, va detto anche che le brezze di mare e di terra sono intense tutto l'anno solo nelle regioni tropicali, dove esistono sempre grandi differenze di temperatura tra terra e mare. Per contro, alle medie latitudini, dove le differenze di temperatura sono inferiori a quelle delle regioni tropicali, le brezze di mare sono fenomeni tipici dell'estate e della primavera quando le notti sulla terraferma sono più calde, mentre le brezze di terra si verificano soprattutto in inverno e autunno, quando le notti sulla terraferma sono più fredde.

3 Venti stagionali

I più importanti, tra i venti stagionali sono i monsoni, il cui nome è derivato dall'arabo "mausim" che significa "stagione". Secondo la teoria classica, schematizzata nella Figura 6, il processo di formazione dei monsoni ricalca quello delle brezze marine, ma su scala continentale e stagionale anziché locale e giornaliera. In estate, come illustrato nella Figura 6 a sinistra:

- il continente si scalda più dell'oceano e su di esso l'aria sale creando una zona di bassa pressione, mentre sull'oceano l'aria scende creando una zona di alta pressione;
- la conseguenza è il monsone estivo, ovvero un vento fresco e umido proveniente dall'oceano che porta piogge abbondanti sul continente.

In inverno, come illustrato nella Figura 6 a destra:

- il continente si raffredda più dell'oceano e su di esso l'aria scende creando una zona di alta pressione, mentre sull'oceano l'aria sale creando una zona di bassa pressione;
- la conseguenza è il monsone invernale, ovvero un vento freddo e secco che sull'oceano acquista umidità e quando sale può portare piogge abbondanti sul mare.

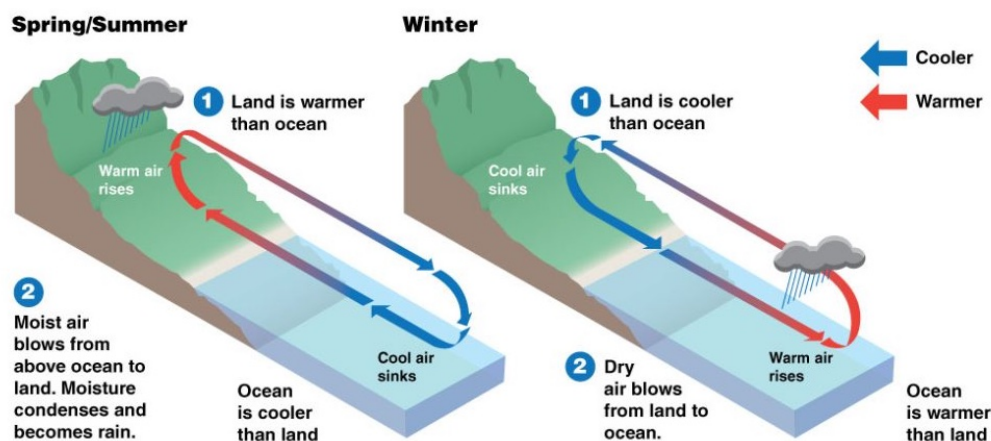


Figura 6: Monsoni primavera/estate (a sinistra) e inverno (a destra) [NOAA].

Studi più recenti sui venti stagionali sono andati oltre la teoria classica ed hanno messo in evidenza il ruolo di rinforzo dei monsoni giocato dagli spostamenti stagionali della Zona di Convergenza InterTropicale (ITCZ acronimo di “InterTropical Convergence Zone”). Tale zona rappresenta l’equatore climatico ed è centrata esattamente sull’equatore meteorologico solo agli equinozi di marzo e settembre quando il Sole è allo zenit e i raggi sono perpendicolari all’asse terrestre. Per contro, con l’avvicinarsi del solstizio di dicembre e dell’inverno boreale l’ITCZ si sposta verso sud, mentre con l’avvicinarsi del solstizio di giugno e dell’estate boreale si sposta verso nord.

L’ITCZ è caratterizzata da abbondanti precipitazioni poiché su di essa convergono gli alisei portando grandi masse di aria tropicale calda e umida, in quanto proveniente dall’oceano. Come evidenziato dalla Figura 7, le irregolarità del suolo e l’alternarsi di oceani e continenti fanno sì che la ITCZ mantenga andamenti ondulati durante i suoi spostamenti stagionali. In questo quadro, gli studi più recenti hanno evidenziato diverse correlazioni tra gli spostamenti della ITCZ e le stagioni monsoniche più importanti nelle aree tropicali e sub-tropicali. Una di queste correlazioni è discussa nel paragrafo che segue.

3.1 Il monsone asiatico

Come illustrato nella Figura 8, l’inversione stagionale dei venti appare particolarmente evidente nel monsone asiatico. Durante l’inverno l’aria sopra il continente diventa molto più fredda di quella sopra l’oceano producendo un’area di alta pressione caratterizzata da una discesa dell’aria dall’alto e da un’ampia circolazione anticiclonica (ovvero in senso orario) che, come si vede nella Figura 8 a sinistra, fluisce verso l’oceano. Da dicembre a febbraio, infatti, la discesa dell’aria e i venti secchi nord-orientali provenienti dall’altopiano interno garantiscono all’Asia orientale e meridionale cieli sereni, con venti superficiali che soffiano dalla terraferma al mare (stagione secca associata al monsone invernale).

In estate, il flusso dei venti si inverte poiché l’aria sopra il continente diventa molto più calda di quella sopra l’oceano producendo un’area di bassa pressione caratterizzata da una salita dell’aria e da un’ampia circolazione ciclonica (ovvero in senso orario) che, come si

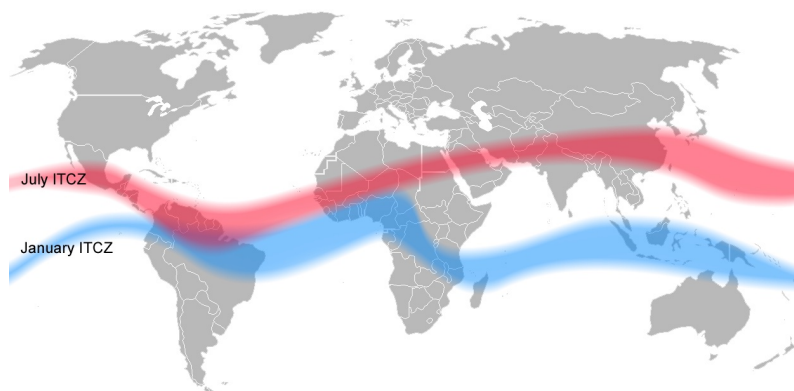


Figura 7: Studi recenti dimostrano che la migrazione stagionale della Zona di Convergenza InterTropicale influenza le stagioni delle piogge monsoniche nelle aree tropicali e subtropicali [Wikipedia].

vede nella Figura 8 a destra, fluisce dall’oceano portando sul continente venti carichi di umidità. Da inizio giugno a settembre, infatti, il clima dell’Asia orientale e meridionale è umido e molto piovoso, con venti superficiali che soffiano dal mare verso la terraferma (stagione delle piogge associata al monsone estivo).

A questo punto, è possibile confrontare la posizione della stagione monsonica delle piogge, evidenziata nella Figura 8 a destra, e la posizione estiva della ICTZ, evidenziata nella Figura 7. Confronti analoghi (non discussi qui) sono possibili tra le posizioni della ICTZ e quelle delle stagioni delle piogge sia del monsone africano, sia dei monsoni nelle aree tropicali di Nord-, Centro- e Sud-America.

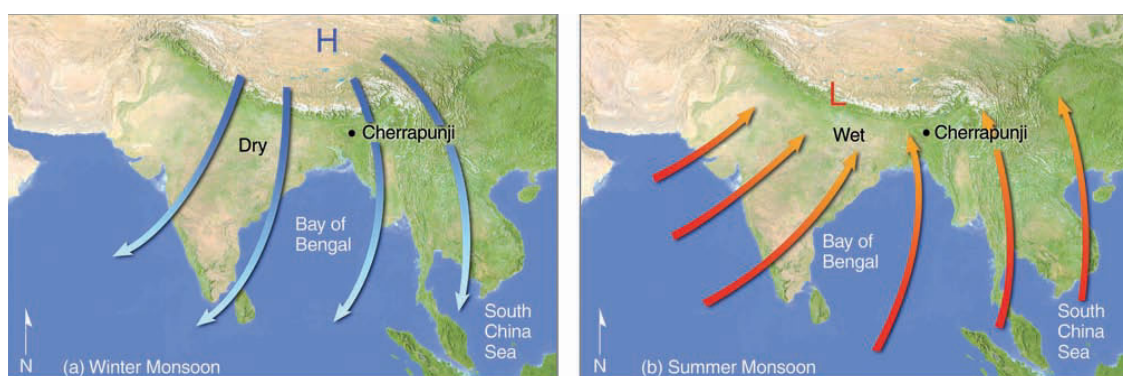


Figura 8: Cambiamenti stagionali dei venti associati al monsone asiatico invernale, a sinistra ed estivo, a destra [C. D. Ahrens e R. Henson].

Bibliografia

AA. VV., *Atlante del Clima e della Meteorologia*, Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare, Libreria Geografica, 2022.

H. Bird, *Climate modeling suggests monsoon origination up to 40 million years ago*, Phys. Org., 19 giugno 2023.

AA. VV., *Breeze*, Enciclopedia Britannica, visto 26 ottobre 2025.

C.D. Ahrens e R. Henson, *Meteorology Today - An Introduction to Weather, Climate and the Environment -13^a ed.*, Cengage, Boston, Ma., 2022.

D. Babb, *Controlling Traffic Around Highs and Lows*, Meteo 3 - Introductory Meteorology, Department of Meteorology and Atmospheric Science, PennState University, visto 26 ottobre 2025.

A. Bosch, *Local Winds: A Comprehensive Perspective for the Wind Energy Industry*, VORTEX, Visto 26 ottobre 2025.

CLIVAR, *African Monsoon*, clivar.org, visto il 26 ottobre 2025.

G. Comini e M. Libralato, *Il Cambiamento Climatico - Il Punto di Vista Fisico-Tecnico, Nuova Edizione*, libreriauniversitaria.it edizioni, Padova, 2022.

G. Comini, *Le correnti a getto nelle estati calde*, CISM - Area download, Udine, 2022.

G. Comini, *Temporal, fulmini e grandine*, CISM - Area download, Udine, 2023.

G. Comini, *Le correnti a getto nelle estati calde*, CISM - Area download, Udine, 2022.

G. Comini, *Masse d'aria e fronti nelle carte meteorologiche*, CISM - Area download, Udine, 2024.

G. Comini, *Cicloni*, CISM - Area download, Udine, 2024.

G. Comini, *Le onde atmosferiche planetarie*, CISM - Area download, Udine, Revisione luglio 2025.

S. Micheletti e M. Salvador, *Appunti di meteorologia per il Friuli-Venezia Giulia*, ARPA FVG - OSMER, 2010.

F.K. Lutgens, E.J. Tarbuck e R.L. Herman, *The Atmosphere - An Introduction to Meteorology, Dodicesima Edizione*, Pearson, New York, 2013.

Meteo Expert, *Manuale di Meteorologia*, Alpha Test, Milano, 2019.

J. Shonk, *Introducing Meteorology. A guide to Weather, 2^a ed*, Dunedin, Edinburgh, 2020.

UCAR - Center for Science Education, *What Are Monsoons and Why Do They Happen?*, Visto 26 ottobre 2025.

Wikipedia, *Zona di Convergenza Intertropicale*, Visto 26 ottobre 2025.

Wikipedia, *Vento*, Visto 26 ottobre 2025.