

Strato Limite Planetario

Una breve introduzione

Federico Cassola
federico.cassola@arpal.liguria.it

ARPAL CFMI-PC

15 marzo 2021

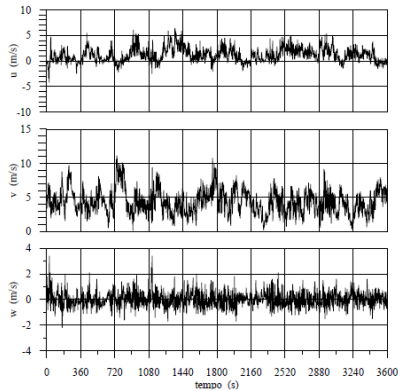
Sommario I

- 1 Caratteristiche generali
- 2 Lunghezza di mescolamento
 - Decomposizione di Reynolds
 - Il problema della chiusura
- 3 Equazioni dello strato limite planetario
 - Strato superficiale
 - Strato di Ekman
- 4 Ciclo diurno
- 5 Classi di stabilità di Pasquill
- 6 Brezze
 - Brezze di mare
 - Brezze di monte
- 7 Föhn e Stau

Caratteristiche generali

- Lo strato limite planetario (*Planetary Boundary Layer - PBL*) è lo strato di atmosfera a contatto con la superficie terrestre e che si estende ad una altezza compresa fra 30 m e 3 km;
- È caratterizzato da vortici turbolenti (*eddies*) dovuti ai marcati gradienti di velocità orizzontale e ai flussi energetici con la superficie;
- Composto da almeno due strati:
 - *strato superficiale* (stress indipendente dalla quota);
 - *strato di Ekman* (equilibrio tra forza di pressione, Coriolis e stress turbolenti).

Turbolenza



- Regime di moto estremamente complesso e irregolare;
- In generale, possiamo individuare un comportamento sostanzialmente regolare cui si sovrappongono disturbi di dimensione e durata variabile;
- I disturbi a scala maggiore tendono a frantumarsi in disturbi a scala sempre inferiore fino a dissipare tutta l'energia in calore per effetto della viscosità: cascata dimensionale.
- Proprietà fondamentali:
 - irregolarità che caratterizza il campo delle principali variabili che ne descrivono il moto, proprie di un fenomeno stocastico. Necessario approccio statistico;
 - diffusività che favorisce un rapido rimescolamento di porzioni di fluido con caratteristiche chimico-fisiche differenti e quindi un incremento del tasso di trasferimento di massa, quantità di moto e calore.

Indicatori statistici del PBL

Per ogni variabile si possono definire valor medio, varianza e momenti di ordine superiore. Ad esempio per la componente u :

$$\sigma_u^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (u_i - \langle u \rangle)^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (u')^2$$

Dalla varianza delle tre componenti del vento, si ottiene l'energia cinetica turbolenta:

$$TKE = \frac{1}{2} (\sigma_u^2 + \sigma_v^2 + \sigma_w^2)$$

Tra due variabili si può calcolare la covarianza. La covarianza tra una delle componenti del vento ed una variabile scalare (ad es. temperatura) rappresenta (a meno di una costante) il flusso turbolento della variabile scalare nella direzione della componente del vento.

Considerando la temperatura potenziale e la componente verticale del vento:

$$\langle w'\theta' \rangle = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (w - \langle w \rangle)(\theta - \langle \theta \rangle) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (w'\theta')$$

da cui si ottiene il flusso turbolento di calore sensibile, una misura della forzante convettiva della turbolenza nel PBL:

$$H_0 = \rho c_p \langle w'\theta' \rangle$$

Le covarianze $\langle u'w' \rangle$ e $\langle v'w' \rangle$ sono legate invece allo sforzo di taglio orizzontale dovuto all'attrito dell'aria sulla superficie terrestre e corrispondono al flusso verticale di quantità di moto orizzontale (forzante meccanica della turbolenza).

Decomposizione di Reynolds

L'ipotesi di base è che il trasporto di quantità di moto dovuto alla turbolenza possa essere espresso in funzione delle variabili di larga scala.

$$\mathbf{v} = \langle \mathbf{v} \rangle + \mathbf{v}'$$

con $\langle \mathbf{v}' \rangle = 0$ per definizione. Considerando le equazioni che governano il fluido:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(\rho u) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho v) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho w) = 0$$

Si ha, ad esempio:

$$\left\langle \frac{\partial}{\partial y} \rho \langle u \rangle v' \right\rangle = \frac{\partial}{\partial y} \rho \langle u \rangle \langle v' \rangle = 0$$

$$\left\langle \frac{\partial}{\partial y} \rho u' v' \right\rangle = \frac{\partial}{\partial y} \rho \langle u' v' \rangle \neq 0$$

$$\langle f \rho \langle v \rangle \rangle = f \rho \langle v \rangle \qquad \langle f \rho v' \rangle = f \rho \langle v' \rangle = 0$$

usando ancora l'equazione di continuità:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \langle u \rangle}{\partial t} + \langle u \rangle \frac{\partial \langle u \rangle}{\partial x} + \langle v \rangle \frac{\partial \langle u \rangle}{\partial y} + \langle w \rangle \frac{\partial \langle u \rangle}{\partial z} - f \langle v \rangle = \\ = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \langle \rho \rangle}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial \rho \langle u' u' \rangle}{\partial x} + \frac{\partial \rho \langle u' v' \rangle}{\partial y} + \frac{\partial \rho \langle u' w' \rangle}{\partial z} \right] \end{aligned}$$

e similmente per l'equazione per $\langle v \rangle$.

Chiusura delle equazioni

- L'evoluzione delle variabili medie dipende dalle fluttuazioni (non linearità);
- Problema della *chiusura delle equazioni*;
- Nelle equazioni di ordine 1 compaiono correlazioni di ordine 2, nelle equazioni che governano le correlazioni di ordine 2 compaiono correlazioni di ordine 3, ...

Lunghezza di mescolamento

La chiusura si ottiene assumendo che i termini di stress siano proporzionali ai gradienti delle quantità medie.

Nello strato limite il gradiente verticale delle grandezze fisiche di interesse è molto maggiore dei gradienti orizzontali, che vengono trascurati.

Nello strato superficiale si ha quindi:

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{A_z}{\rho} \frac{\partial u}{\partial z} = u_*^2$$

Vicino alla superficie la lunghezza di mescolamento ℓ' è fisicamente limitata dal terreno sottostante e può essere approssimata come:

$$\ell' = kz$$

dove $k < 1$ è la *costante di von Karman*, che misurata empiricamente assume il valore $k = 0.4$. Si ha:

$$A_z = \rho (kz)^2 \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right|$$

$$u_*^2 = \rho (kz)^2 \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right| \frac{1}{\rho} \frac{\partial u}{\partial z}$$

Applicando la radice quadrata (ricordando che stiamo facendo un'analisi dimensionale)

$$\frac{u_*}{kz} = \frac{\partial u}{\partial z}$$

che può essere integrata portando alla relazione:

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0}$$

dove z_0 è la *lunghezza di rugosità del terreno*, una altezza molto vicina al suolo dove si assume che la velocità sia zero e che dipende dalle caratteristiche del suolo.

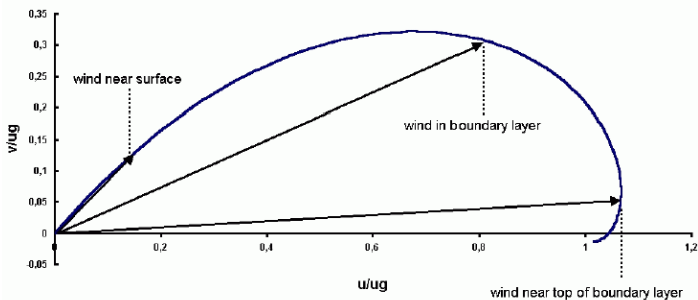
Per campi erbosi i valori tipici di z_0 sono dell'ordine di 1 – 4 *cm*.

L'andamento logaritmico del profilo del vento nello strato superficiale è stato verificato in numerose campagne sperimentali.

Che può essere scritta anche come:

$$u = u_g (1 - e^{-\gamma z} \cos \gamma z)$$

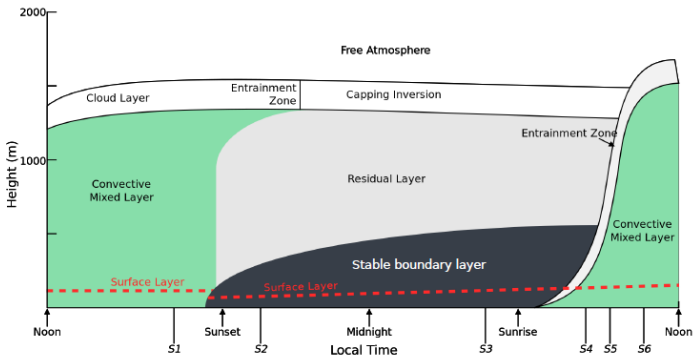
$$v = u_g e^{-\gamma z} \sin \gamma z$$



Una soluzione simile si ha se imponiamo come condizioni al contorno in basso la velocità del vento al top dello strato superficiale.

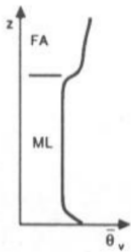
Ciclo diurno del PBL

La radiazione solare domina l'evoluzione temporale della struttura del Planetary Boundary Layer.

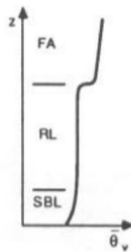


(da Stull, 1988 - Evoluzione del PBL in condizioni anticicloniche)

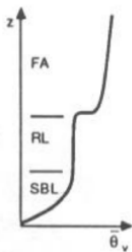
S1



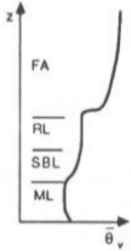
S2



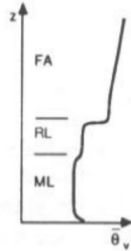
S3



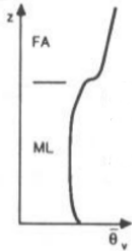
S4



S5



S6



Variabili di scala

- Rappresentano stime del valore tipico di un particolare fenomeno;
- Sono legate ai termini del bilancio energetico superficiale, spesso non corrispondono a una grandezza misurabile in un dato istante;
- Definizione semi-empirica, a volte ambigua.
- Principali variabili di scala:
 - altezza di mescolamento z_i ;
 - velocità di attrito u_* ;
 - lunghezza di Obukhov L ;
 - velocità convettiva di scala w_* .

- Per l'altezza di mescolamento diverse definizioni: corrisponde all'altezza dello strato rimescolato (dove il profilo di temperatura risulta neutro o instabile)
- velocità di attrito:

$$u_* = \left(\langle u'w' \rangle^2 + \langle v'w' \rangle^2 \right)^{\frac{1}{4}}$$

- dà indicazioni sull'entità della turbolenza generata da fattori meccanici (intensificazione del vento con la quota) vicino alla superficie;
- valori tipici tra 0.2 e 0.5 $m s^{-1}$.

Lunghezza di Obukhov:

$$L = -\frac{\langle T \rangle}{kg} \frac{u_*^3}{\langle w'\theta' \rangle}$$

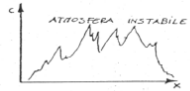
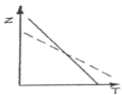
- Grandezza di scala relativa allo strato superficiale;
- Corrisponde al rapporto tra l'intensità della turbolenza prodotta da fattori meccanici (*shear* del vento) e quella di origine convettiva (termiche);
- Negativa di giorno, positiva la notte;
- per stratificazione neutra $L \rightarrow \infty$ (spesso si usa il suo reciproco).

Velocità convettiva di scala:

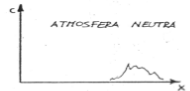
$$w_* = \left(\frac{g}{T} \frac{H_0}{\rho c_p} z_i \right)^{\frac{1}{3}}$$

- Grandezza utile in condizioni di PBL instabile;
- Tanto più grande quanto maggiori sono l'altezza di rimescolamento e i flussi di calore dalla superficie;
- Dà un'indicazione sulle velocità verticali che sono generate dai moti convettivi del PBL: valori tipici tra 0.5 e 2.0 $m s^{-1}$.

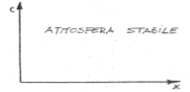
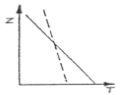
A



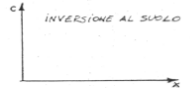
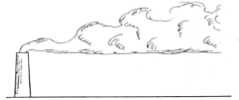
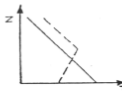
B



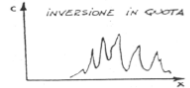
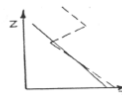
C



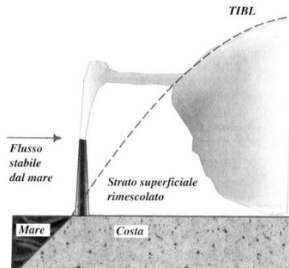
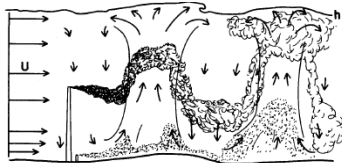
D



E



- in condizioni instabili il pennacchio è catturato dai flussi ascendenti e discendenti
- all'interfaccia mare-terra possono cambiare le condizioni di stabilità (*internal boundary layer*) e di conseguenza il tipo di dispersione





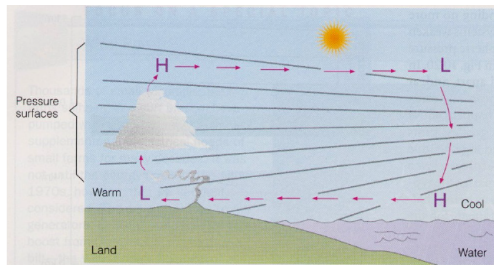
inversione al suolo



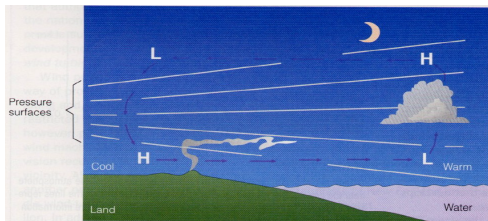
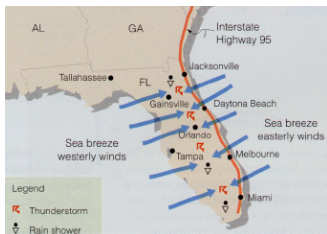
inversione in quota

Brezze di mare

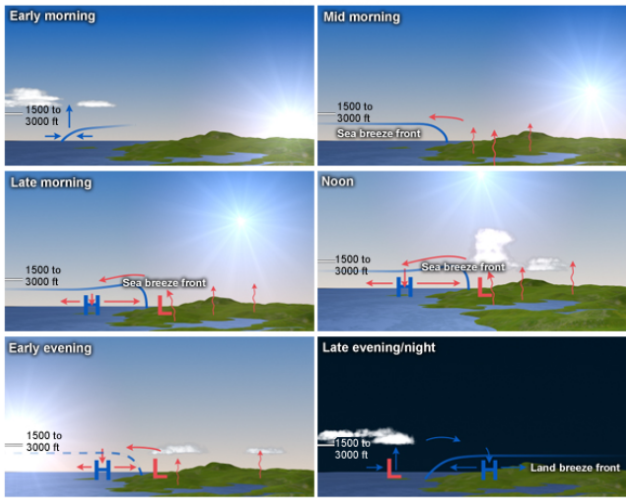
- venti termici alla mesoscala originati dal diverso riscaldamento di superficie terrestre e marina;
- il riscaldamento solare scalda la terra forzando l'aria a salire mentre aria più fresca e densa dal mare viene richiamata per rimpiazzare l'aria costretta a salire;
- circolazione di ritorno in quota con aria che scende sul mare
- importanti effetti climatici delle brezze (effetto mitigatore, maggiore umidità e foschie, genesi di temporali nell'interno)



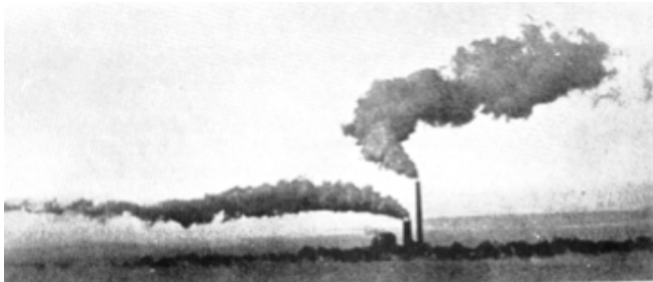
- la convergenza delle brezze può favorire sollevamento e sviluppo di temporali (Florida ma anche Salento...);
- di notte il raffreddamento radiativo sulla terra provoca un flusso discendente che si estende verso il mare mentre in quota si forma una circolazione opposta.



Sea Breeze Summer Scenario

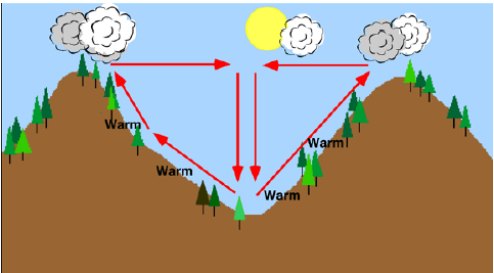
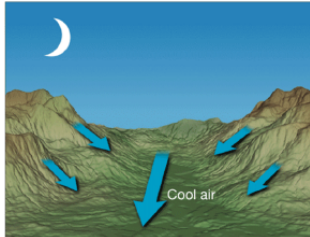
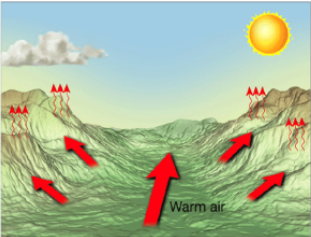


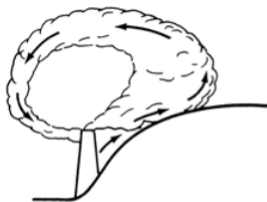
©The COMET Program



Le brezze possono avere un ruolo anche nella dispersione e nel trasporto di inquinanti (ad es. fumi delle navi).

Brezze di monte





VALLEY BREEZE (daytime)

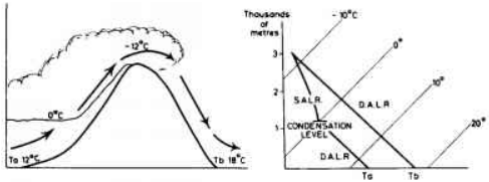
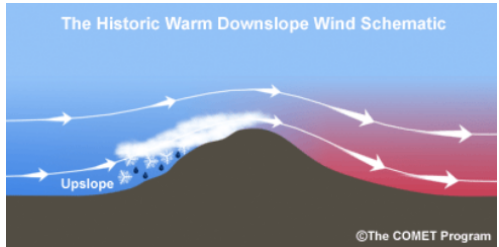


MOUNTAIN BREEZE (nighttime)

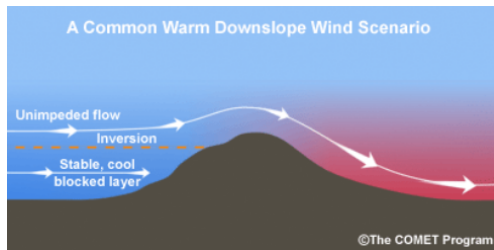
Le brezze di valle risalendo i pendii possono agevolare la formazione di nubi e temporali ma anche trasportare inquinanti dalla pianura verso le valli alpine.

Föhn e Stau

Spiegazione classica (teoria termodinamica):



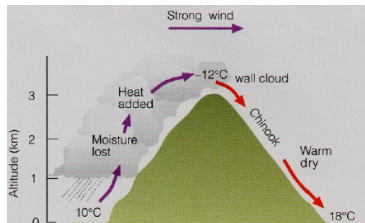
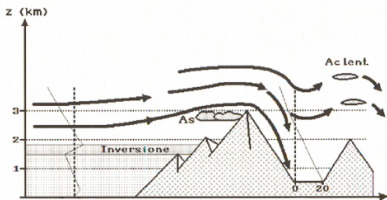
In realtà si può avere föhn anche senza precipitazioni (teoria di Hann 1866, processo meccanico):



Aria umida nei bassi strati viene bloccata dalla catena montuosa mentre l'aria secca scavalca la barriera e si riscalda per compressione adiabatica.

Föhn e Stau

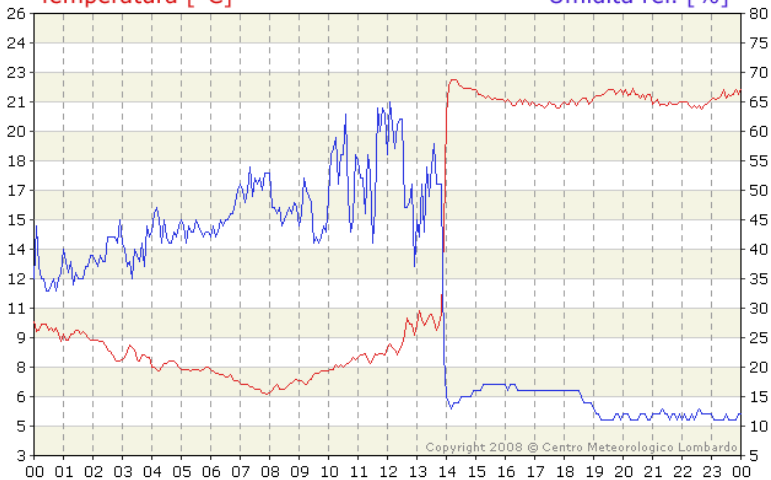
- sul lato sottovento improvviso aumento di T e calo di RH, aria secca e limpida;
- sul lato sopravvento possibile barriera di nubi e precipitazioni (stau e muro del föhn);
- secondo la teoria termodinamica le precipitazioni interessano la massa d'aria che scavalca il rilievo, nella teoria di Hann no (rimangono sotto l'inversione);
- oscillazioni sul lato sottovento legate alla stabilità atmosferica possono generare nubi lenticolari.



27/01/2008 - Stazione meteo di Dervio (LC)

Temperatura [°C]

Umidità rel. [%]



Copyright 2008 © Centro Meteorologico Lombardo

