

MATERIALI PER I BENI CULTURALI

L'ATMOSFERA

ENRICO FERRERO

20 marzo 2012

1 La stabilità atmosferica

Supponiamo di isolare una particella d'aria caratterizzata da valori di pressione p' , temperatura T' , densità ρ' nell'aria ambiente (p, T, r) . Si trovi essa ad una quota z' e effettui uno spostamento $\delta z'$. Si suppone durante lo spostamento $p=p'$ e inoltre, poiché il tempo impiegato in questo spostamento è molto inferiore al tempo necessario perché avvengano scambi di calore tra la particella e l'ambiente, il processo può essere considerato adiabatico.

L'equazione del moto per la particella è la seguente,

$$\rho' \frac{d^2 z}{dt^2} = -\rho' g - \frac{dp'}{dz'} \quad (1)$$

dove il termine a sinistra dell'uguale è la forza per unità di volume, il primo a sinistra rappresenta la forza di gravità e il secondo termine il gradiente di pressione verticale, sempre riferiti all'unità di volume. mentre per l'aria circostante vale l'equazione idrostatica,

$$0 = -\rho g - \frac{dp}{dz} \quad (2)$$

da cui si ricava, sottraendo membro a membro

$$\rho' \frac{d^2 z}{dt^2} = (\rho - \rho') g \quad (3)$$

che riferita all'unità di massa diventa:

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = \frac{(\rho - \rho')}{\rho'} g \quad (4)$$

questa relazione esprime il ben noto principio di Archimede che rappresenta il non equilibrio tra la forza peso della particella e le forze di pressione agenti sulla sua superficie. Utilizzando la legge dei gas

$$p = \rho R T \quad (5)$$

si ottiene:

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = \frac{(T' - T)}{T} g \quad (6)$$

Per piccoli spostamenti si può considerare una forma linearizzata: $T' = T_0 - \Gamma' z'$, per la particella, dove T_0 rappresenta il valore imperturbato e Γ' il *lapse rate* della particella. Analogamente per l'ambiente si ha $T = T_0 - \Gamma z'$, dove Γ è il *lapse rate* dell'aria ambiente.

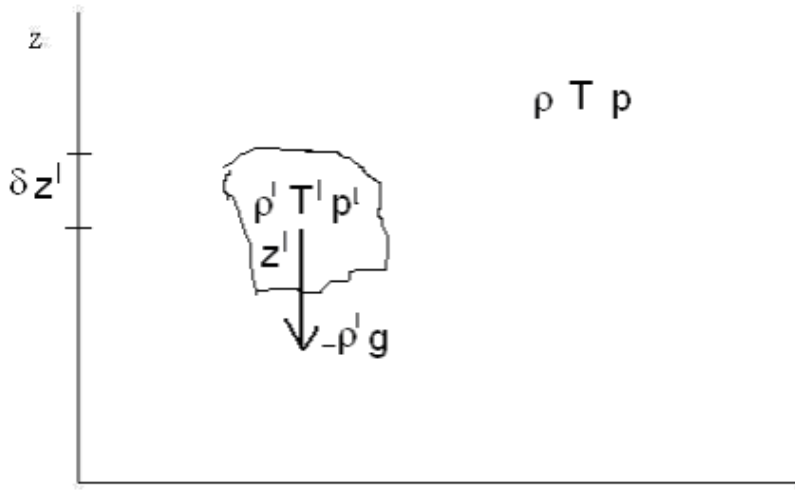


Figura 1:

In condizioni adiabatiche Γ e Γ' sono indipendenti. Si ha:

$$\frac{1}{z'} \frac{d^2 z}{dt^2} = \frac{g}{T} (\Gamma - \Gamma') \quad (7)$$

Si hanno i seguenti possibili casi.

- $\Gamma < \Gamma'$ e quindi

$$\frac{1}{z'} \frac{d^2 z}{dt^2} < 0 \quad (8)$$

la forza di galleggiamento si oppone allo spostamento, **equilibrio stabile** (Figura 2)

- $\Gamma = \Gamma'$ e quindi

$$\frac{1}{z'} \frac{d^2 z}{dt^2} = 0 \quad (9)$$

La forza di galleggiamento è nulla, **equilibrio neutro** (Figura 3)

- $\Gamma > \Gamma'$ e quindi

$$\frac{1}{z'} \frac{d^2 z}{dt^2} > 0 \quad (10)$$

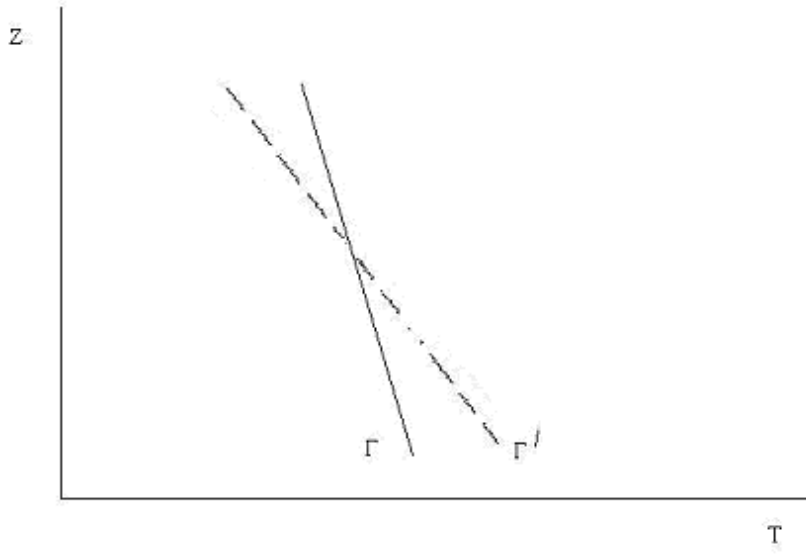


Figura 2:

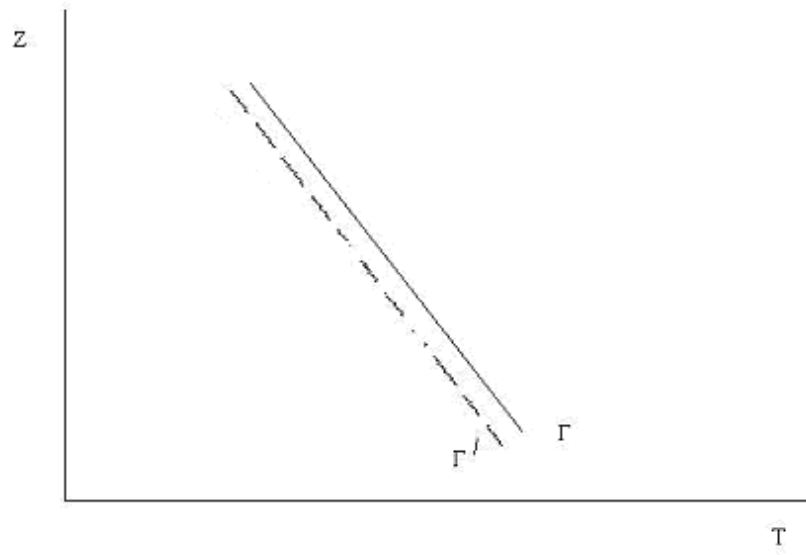


Figura 3:

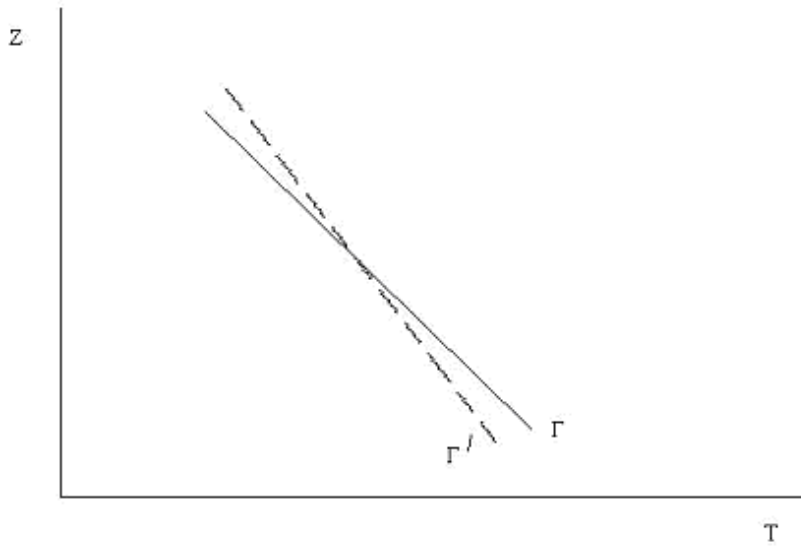


Figura 4:

La forza di galleggiamento è concorde allo spostamento, **equilibrio instabile** (Figura 4)

Si noti che:

- Anche se la densità decresce con la quota in tutti e tre i casi, l'effetto che si ottiene è molto diverso in ciascuno di esso
- La stabilità dello strato non è determinata dal profilo verticale di densità, perché anche la densità della particella varia
- La stabilità dipende dalla rapidità con cui varia la densità della particella rispetto a quella dell'aria.

Per un processo adiabatico dal Primo Principio della termodinamica si ha

$$dU + \delta L = \delta Q = 0 \quad (11)$$

dove dU è la variazione di energia interna, δQ il calore scambiato e δL il lavoro fatto; per una gas

$$c_v dT + p dV = 0, \quad (12)$$

che utilizzando la relazione $c_p - c_v = R$ tra i calori specifici a pressione e volume costante e la costante dei gas perfetti diventa

$$c_p dT - \frac{1}{\rho} dp = 0, \quad (13)$$

dove si è posto $V = 1/\rho$ poiché si considera l'equazione per unità di massa. Introducendo l'equazione idrostatica

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g, \quad (14)$$

si ottiene

$$c_p dT + g dz = 0, \quad (15)$$

da cui possiamo ricavare il *lapse rate* adiabatico secco

$$\Gamma_d = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_p} \simeq 9.8 \frac{K}{km}, \quad (16)$$

relazione che può essere considerata valida anche per aria umida lontano dalla saturazione. Se l'aria è satura bisogna tenere conto del calore latente rilasciato durante i passaggi di stato. Il primo principio diventa:

$$c_p dT + g dz = -l dr_c \quad (17)$$

Dove l è il calore latente e r_c il *mixing ratio* o rapporto di miscelamento, che è il rapporto tra la densità del vapore presente in atmosfera e la densità dell'aria secca, che qui consideriamo vicino alla saturazione:

$$dr_c(p, T) = \left(\frac{\partial r_c}{\partial T} \right)_p + \left(\frac{\partial r_c}{\partial p} \right)_T \simeq \left(\frac{\partial r_c}{\partial T} \right)_p \quad (18)$$

si ottiene quindi

$$\left(c_p + l \frac{\partial r_c}{\partial T} \right) dT + g dz = 0 \quad (19)$$

e introducendo il *lapse rate* adiabatico secco

$$\left(1 + \frac{l}{c_p} \frac{\partial r_c}{\partial T} \right) dT + \Gamma_d dz = 0 \quad (20)$$

si può quindi definire il *lapse rate* adiabatico saturo

$$\Gamma_s = -\frac{dT}{dz} = \frac{\Gamma_d}{\left(1 + \frac{l}{c_p} \frac{\partial r_c}{\partial T} \right)} \simeq 6.5 \frac{K}{km} \quad (21)$$

quindi $\Gamma_s < \Gamma_d$.

Se Γ è il *lapse rate* dell'atmosfera si possono quindi riassumere le condizioni di stabilità nel seguente modo

- $\Gamma > \Gamma_d$ atmosfera instabile super-adiabatica

- $\Gamma = \Gamma_d$ atmosfera neutra adiabatica
- $\Gamma < \Gamma_d$ atmosfera stabile sub-adiabatica

Inoltre essendo $\Gamma_s < \Gamma_d$

- $\Gamma > \Gamma_d$ atmosfera assolutamente instabile
- $\Gamma < \Gamma_s$ atmosfera assolutamente stabile
- $\Gamma_s < \Gamma < \Gamma_d$ atmosfera condizionatamente instabile: instabile per aria umida stabile per aria secca

Si noti che essendo $\Gamma_s < \Gamma_d$ e' più facile che l'aria satura sia instabile. Ciò e' dovuto al rilascio di calore latente che riscalda la particella ascendente aumentandone l'instabilità.

Una grandezza fisica in grado di descrivere la propensione dell'atmosfera a favorire i moti convettivi è la temperatura potenziale Θ . In prima approssimazione, dato che la conducibilità termica dell'aria è piuttosto bassa, quando una massa d'aria si sposta verticalmente si può ritenere sottoposta ad una trasformazione adiabatica. Quest'ultima è un processo in cui non ci sono scambi di calore con l'esterno, quindi $\delta Q = 0$. Dal primo principio della termodinamica deriva che:

$$\frac{T_1}{T_2} = \left(\frac{p_1}{p_2} \right)^{R/c_p} \quad (22)$$

relazione che lega il rapporto delle temperature di una massa gassosa alle pressioni quando dallo stato 1 si è passati allo stato 2 tramite una trasformazione adiabatica, dove con R si è indicata la costante del gas per aria secca e con c_p il calore specifico (valori tipici di R e c_p sono: $R=287 \text{ JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$, $c_p = 1004 \text{ JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$). In analogia con questa formula definiamo la temperatura potenziale θ come:

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R/c_p} \quad (23)$$

relazione che lega la temperatura assoluta alla temperatura potenziale in funzione di una pressione di riferimento P_0 , di solito 1000 mbar. Tutto ciò significa che θ fornisce una misura delle variazioni di temperatura di una particella d'aria private del contributo adiabatico dovuto alle variazioni di pressione. Il gradiente del profilo verticale θ determina l'attitudine dell'atmosfera a favorire fenomeni convettivi. Infatti prendendo il logaritmo della

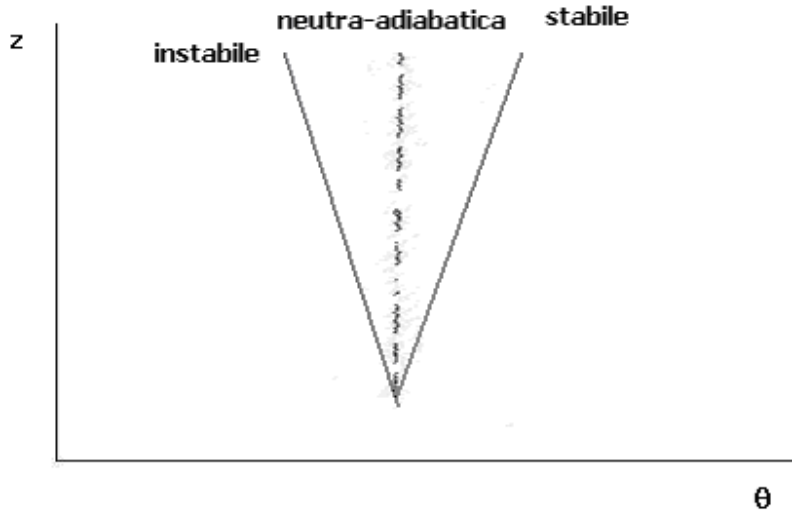


Figura 5:

precedente espressione e derivando, introducendo la relazione idrostatica e la legge dei gas, si ha:

$$\frac{1}{\theta} \left(\frac{d\theta}{dz} \right) = \frac{1}{T} \left(\frac{dT}{dz} \right) + \frac{R}{c_p} \left(\frac{\rho g}{p} \right) = \frac{1}{T} \left(\frac{dT}{dz} \right) + \frac{1}{T} \left(\frac{g}{c_p} \right) = \frac{1}{T} (\Gamma_d - \Gamma) \quad (24)$$

Da cui risulta la seguente classificazione (figura 5):

$$\left(\frac{d\theta}{dz} \right) < 0 \Rightarrow \Gamma = - \left(\frac{dT}{dz} \right) > \Gamma_d$$

\Rightarrow gradiente superadiabatico, atmosfera instabile

$$\left(\frac{d\theta}{dz} \right) = 0 \Rightarrow \Gamma = - \left(\frac{dT}{dz} \right) = \Gamma_d$$

\Rightarrow gradiente adiabatico, atmosfera neutra

$$\left(\frac{d\theta}{dz} \right) > 0 \Rightarrow \Gamma = - \left(\frac{dT}{dz} \right) < \Gamma_d$$

\Rightarrow gradiente subadiabatico, atmosfera stabile

Questo discorso è stato fatto sotto la condizione di aria secca priva di umidità; in presenza di umidità, oltre alla temperatura potenziale θ è utile introdurre la temperatura potenziale virtuale θ_v , definita come la temperatura

potenziale di una massa d'aria secca che possiede, alla pressione cui è sottoposta, la stessa densità dell'aria umida. Lontano da condizioni di saturazione la relazione tra θ e θ_v è la seguente:

$$\theta_v = \left(\frac{\theta}{T} \right) T_v = \theta (1 + 0.61q) \quad (25)$$

dove q rappresenta l'**umidità specifica**, cioè il rapporto tra la densità del vapore e la densità dell'aria (densità del vapore più densità aria secca). T_v (temperatura virtuale) è la temperatura (assoluta) alla quale l'aria secca ha la stessa densità dell'aria umida alla stessa pressione. L'uso dei gradienti di θ_v è più indicato per determinare la stabilità nel PBL, in quanto tiene conto della presenza del vapore acqueo nell'atmosfera.

Pasquill (1961) introdusse una suddivisione in sei classi di stabilità (aumentate successivamente a sette), normalmente usata attualmente per determinare lo stato di stabilità dell'atmosfera.

cat. A	Condizioni estremamente instabili	$\Gamma \geq 1.9 \text{ } ^\circ\text{C}/100\text{m}$
cat. B	Condizioni moderatamente instabili	$1.7 \leq \Gamma < 1.9 \text{ } ^\circ\text{C}/100\text{m}$
cat. C	Condizioni leggermente instabili	$1.5 \leq \Gamma < 1.7 \text{ } ^\circ\text{C}/100\text{m}$
cat. D	Condizioni neutre	$0.5 \leq \Gamma < 1.5 \text{ } ^\circ\text{C}/100\text{m}$
cat. E	Condizioni leggermente stabili	$-1.5 \leq \Gamma < 0.5 \text{ } ^\circ\text{C}/100\text{m}$
cat. F	Condizioni stabili	$-4 \leq \Gamma < -1.5 \text{ } ^\circ\text{C}/100\text{m}$
cat. G	Stabilità forte	$\Gamma < -4 \text{ } ^\circ\text{C}/100\text{m}$.

Le prime tre categorie si riferiscono ad un gradiente di temperatura assoluta superadiabatico, la categoria D ad un gradiente adiabatico e le ultime categorie E, F e G ad un gradiente subadiabatico. Il gradiente termico verticale è espresso in $^\circ\text{C}/100\text{m}$. Ovviamente il metodo più esatto, per la valutazione del grado di stabilità, sarebbe quello della determinazione continua del gradiente termico verticale, fino ad una ragionevole altezza dal suolo, per poi procedere, dopo una congrua serie di osservazioni, alla classificazione dei dati ottenuti secondo opportuni intervalli di valori del gradiente rispetto all'adiabatica secca. Questo metodo però, richiedendo molto tempo e particolari strumentazioni di misura, presenta notevoli difficoltà di attuazione nella pratica. In mancanza di queste informazioni, si attribuisce un valore di stabilità, uniforme in tutto lo strato di atmosfera, utilizzando i dati disponibili al suolo. Il metodo di Pasquill, che prevede sette categorie di stabilità (come riportate sopra), propone la seguente tabella per la corrispondenza delle classi di stabilità a diverse condizioni d'insolazione, di cielo notturno e di vento.

Vento al suolo (a 10 m)	Insolazione		
	Forte	Moderata	Debole
Calma	-	-	-
$< 2ms^{-1}$	A	A ÷ B	B
$2 \div 3ms^{-1}$	A ÷ B	B	C
$3 \div 5ms^{-1}$	B	B ÷ C	C
$5 \div 6ms^{-1}$	C	C ÷ D	D
$> 6ms^{-1}$	C	D	D

Vento al suolo (a 10 m)	Stato del cielo notturno		
	Coperto	Parzialmente coperto	Sereno
Calma	-	-	G
$< 2ms^{-1}$	E	F	F ÷ G
$2 \div 3ms^{-1}$	E	F	-
$3 \div 5ms^{-1}$	D	E	-
$5 \div 6ms^{-1}$	D	D	-
$> 6ms^{-1}$	D	D	-

In queste tabelle, si intende rispettivamente:

- per 'coperto', una copertura completa di nubi oppure $\geq 4/8$ di nubi basse;
- per 'parzialmente coperto', una copertura delle nubi $\leq 3/8$;
- per 'insolazione forte', una quantità di radiazione incidente ≥ 50 cal $cm^{-2}h^{-1}$, cioè un'altezza del sole sull'orizzonte $\geq 60^\circ$;
- per 'insolazione moderata', una quantità di radiazione incidente compresa tra 49 e 25 cal $cm^{-2}h^{-1}$, oppure un'altezza del sole sull'orizzonte tra 60° e 35° ;
- per 'insolazione debole', una quantità di radiazione incidente ≤ 25 cal $cm^{-2}h^{-1}$, oppure un'altezza del sole sull'orizzonte tra 35° e 15° .

Il grado di stabilità atmosferica è di fondamentale importanza per il comportamento e la dispersione degli inquinanti in atmosfera. Nei paragrafi successivi si vedrà infatti come il gradiente termico dell'aria ha un'importanza rilevante nel determinare la diffusione verticale degli inquinanti: la seguente figura esemplificativa già mostra (per preannunciare quanto verrà esposto meglio più avanti) come il gradiente termico verticale determini la modifica del comportamento dei pennacchi di inquinante, delineando la struttura della dispersione di un pennacchio in atmosfera nelle diverse condizioni meteorologiche, con alcuni casi possibili per il gradiente verticale di temperatura.

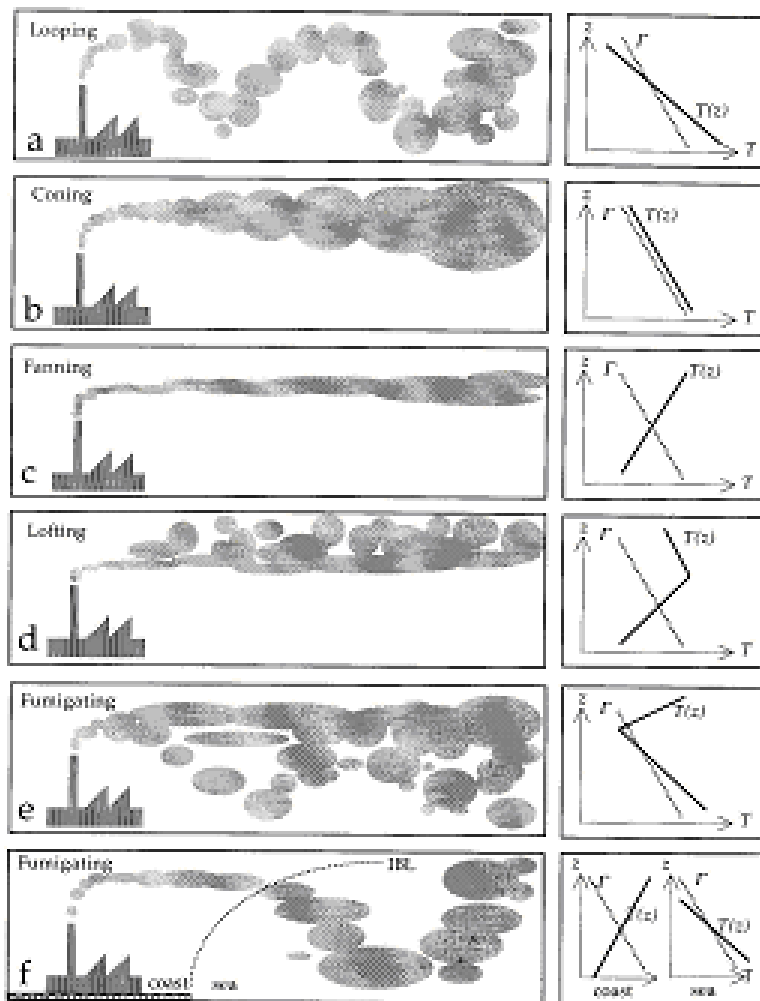


Figura 6: La struttura della dispersione di un pennacchio in atmosfera nelle diverse condizioni meteorologiche (da Camuffo)

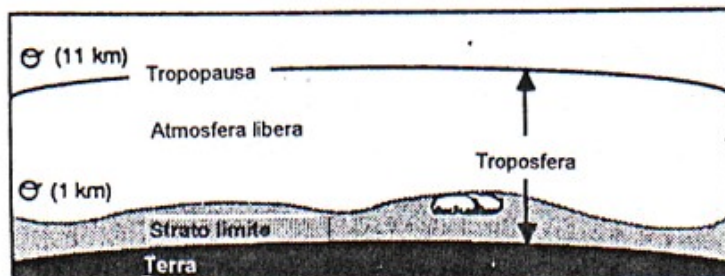


Figura 7: Schema raffigurante le principali suddivisioni della bassa atmosfera; da Stull (1988)

2 Lo strato limite planetario

Lo strato di atmosfera più vicino alla superficie terrestre è chiamato strato limite planetario (Planetary Boundary Layer, PBL). Esso viene anche indicato con il nome di strato limite atmosferico (Atmospheric Boundary Layer, ABL) o semplicemente strato limite (Boundary Layer, BL). È in questa regione dell'atmosfera a più stretto contatto col suolo, che i processi dispersivi, avvengono. Qui hanno luogo i rilasci di inquinanti che vengono diffusi e trasportati dai moti atmosferici. Lo studio del PBL ha non solo una grande importanza scientifica, ma anche molte applicazioni pratiche, in quanto tutte le attività umane e biologiche hanno luogo in questo strato di atmosfera.

2.1 Caratteristiche del PBL

La parte di atmosfera che va dal suolo ad una altezza media di 11 km è chiamata troposfera. Lo Strato Limite Planetario è definito come quella parte della troposfera, situata immediatamente al di sopra del terreno, che è direttamente influenzata dalla presenza della superficie terrestre e risponde alle forzanti superficiali con tempi di scala dell'ordine dell'ora o meno. La restante parte della troposfera è detta atmosfera libera.

Le principali forzanti superficiali sono:

- la resistenza aerodinamica causata dalla forza d'attrito viscoso;
- il trasferimento di calore da e verso il suolo, l'evaporazione e la traspirazione;
- le modificazioni del flusso d'aria indotte dalla conformazione caratteristica del terreno;

- l'emissione di grandi masse di inquinanti (dovute a sorgenti naturali o causate dall'uomo) termicamente disomogenee rispetto all'ambiente circostante (l'emissione di inquinanti può in ogni caso costituire una forzante dal punto di vista ambientale).

E' difficile definire in maniera precisa l'altezza del PBL perchè è molto variabile: oltre a presentare un ciclo diurno, essa risulta variabile nel tempo e nello spazio secondo le condizioni orografiche e meteorologiche del sito; l'altezza comunque è generalmente compresa tra il centinaio di metri (100-200 m, nelle notti serene o con vento debole) e qualche chilometro (1000-2000 m, o anche 3000 m, nelle giornate con elevato irraggiamento solare o forte vento).

Il PBL, sovrastante sia il mare sia la terraferma, è più sottile nelle regioni di alta pressione che in quelle di bassa pressione (si veda la figura). La subsidenza e la divergenza orizzontale nei bassi strati, associate alle alte pressioni sinottiche, muovono infatti l'aria del PBL fuori dall'area di alta pressione verso le aree di bassa pressione; quindi generalmente il PBL presenta, nelle zone stabili e prive di nubi, una scarsa estensione verticale. Al contrario, nelle zone di bassa pressione, la convergenza e i moti ascensionali sospingono l'aria sino a quote elevate (nei casi limite sino alla sommità della troposfera) causando spesso la formazione di nubi cumuliformi; in questa eventualità, è difficile stabilire fisicamente la profondità del PBL, si ricorre quindi ad una definizione convenzionale che situa la sommità del PBL alla quota della base delle nuvole. Tuttavia, al di là di queste valutazioni a scala sinottica, la struttura del PBL viene considerata più su scala locale.

Al di sopra del mare aperto l'altezza del PBL varia abbastanza lentamente sia nello spazio sia nel tempo: la superficie del mare è infatti pressoché uniforme e la sua temperatura non subisce variazioni rilevanti durante il ciclo diurno (a causa del continuo rimescolamento e della elevata capacità termica dell'acqua).

E' importante notare che l'evoluzione diurna della temperatura, cioè la variazione della temperatura dell'aria tra il giorno e la notte, è inesistente nella parte superiore della troposfera. Infatti, indirettamente l'intera troposfera può subire alterazioni in risposta alle condizioni superficiali, ma questa risposta è relativamente lenta fuori del PBL, cioè i tempi di risposta nell'atmosfera libera sono maggiori di quelli del PBL. Per questo motivo, la definizione del PBL include anche un tempo di scala.

Infine premettiamo che, in generale, nello studio del PBL, faremo le seguenti assunzioni. Si ipotizza che il terreno sottostante sia una superficie ideale, infinitamente piatta e che il flusso atmosferico sia orizzontalmente omogeneo, cioè le sue proprietà statistiche (si veda più' avanti) siano indi-

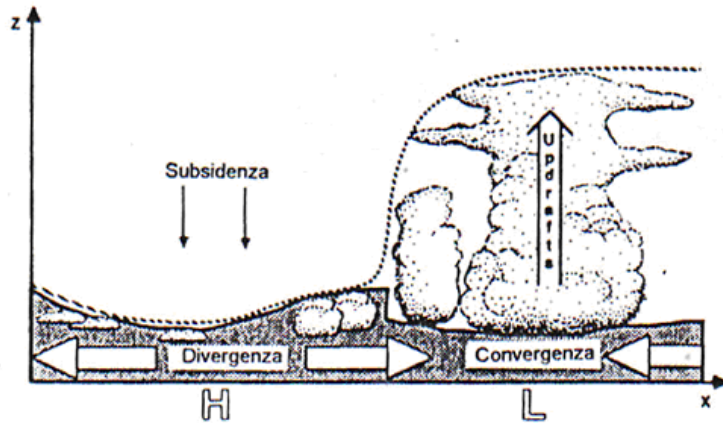


Figura 8: Illustrazione schematica delle variazioni a scala sinottica dell'altezza del PBL; da Stull (1988)

pendenti dalla posizione orizzontale e variano solo con la quota e il tempo. Di conseguenza si possono ignorare le derivate parziali delle grandezze medie lungo le direzioni orizzontali nelle equazioni del moto. In aggiunta all'omogeneità orizzontale, si assume che il flusso sia stazionario, cioè che le proprietà statistiche non cambino con il tempo, in modo da poter trascurare anche le derivate rispetto al tempo. Le due precedenti condizioni permettono di applicare al PBL la teoria della fluidodinamica semplificata e le leggi empiriche sviluppate negli studi in galleria del vento.

2.2 Il vento nel PBL

Il flusso dell'aria, cioè il vento, può essere suddiviso in tre componenti:

- vento medio,
- onde,
- turbolenza.

Nella figura 9 sono rappresentate le idealizzazioni del solo vento medio (a), le sole onde (b) e la sola turbolenza (c). Ognuna di queste componenti può esistere separatamente o in parziale presenza di ciascuna delle altre, ma nella realtà onde e turbolenza sono comunemente sovrapposte al vento medio.

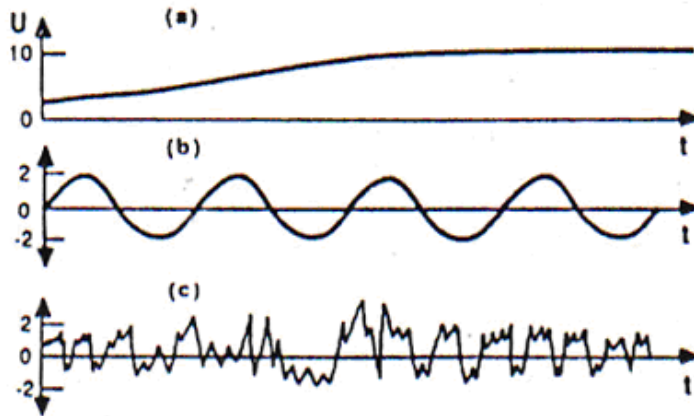


Figura 9: Idealizzazioni del solo vento medio (a), delle sole onde (b) e della sola turbolenza (c); da Stull (1988)

Nel PBL la propagazione di quantità quali calore, quantità di moto, umidità ed inquinanti, è dominata orizzontalmente dal vento medio e verticalmente dalla turbolenza.

Il vento medio è ovviamente responsabile del rapido trasporto orizzontale (avvezione). I valori di velocità orizzontale che caratterizzano il processo di avvezione sono comunemente compresi nell'intervallo 2-10 m/s; bisogna comunque notare che l'attrito con il terreno causa una diminuzione della velocità orizzontale del vento medio vicino al terreno stesso. La velocità verticale del vento medio è piuttosto modesta, generalmente dell'ordine di millimetri o centimetri al secondo (almeno su terreno piatto e in condizioni di debole irraggiamento solare).

Le onde, che possono essere più frequentemente presenti nel PBL notturno, non sono molto efficaci nella propagazione di calore, umidità e altre grandezze scalari come la concentrazione di inquinanti, ma tuttavia esse sono molto efficienti nel trasporto di quantità di moto ed energia. Le onde possono essere generate localmente dallo 'shear' del vento (variazione con la quota della velocità del vento medio) e dalla presenza di ostacoli che perturbano il flusso; oppure si possono propagare da sorgenti, come temporali o esplosioni, lontane dalla zona di osservazione.

Ad ogni modo, il flusso nel PBL è generalmente turbolento: la presenza della turbolenza è infatti proprio una delle caratteristiche tipiche che differenziano il PBL dagli strati superiori dell'atmosfera (dove la turbolenza è presente essenzialmente nelle nubi convettive e in prossimità delle correnti

a getto). Il moto turbolento è considerato una condizione di flusso irregolare nel quale diverse quantità mostrano variazioni casuali sia nel tempo sia nello spazio. La turbolenza è il meccanismo principale della dispersione di inquinanti in atmosfera, prodotti da attività antropogeniche.

La turbolenza è generata da effetti non lineari che si sovrappongono al flusso medio e può essere visualizzata come un insieme di vortici di diverse dimensioni che interagiscono tra loro e con il flusso medio; l'energia associata a ciascuna scala di vortici definisce lo spettro della turbolenza. La maggior parte della turbolenza del PBL è causata da forzanti collegate alla presenza del terreno. Per esempio:

- il riscaldamento del terreno causato dall'irraggiamento solare causa la risalita di masse d'aria calda (correnti termiche);
- l'attrito che il terreno esercita sul flusso causa lo shear del vento che a sua volta è causa di turbolenza;
- la presenza di ostacoli (come, ad esempio, alberi ed edifici) perturba il flusso e può anche causare la formazione di un vortice sottovento (ricircolo o distacco).

Due sono quindi i tipi di sorgenti per la turbolenza nel PBL: una di origine meccanica ed una di origine termica. L'attrito dell'aria con il 'suolo' è la causa meccanica, in quanto determina una diminuzione dell'intensità del vento medio man mano che dalle quote più elevate ci si avvicina al contatto con il suolo. A seguito di ciò si manifesta un gradiente verticale di velocità che produce instabilità nel flusso d'aria e genera un moto turbolento: se si prende una particella d'aria e la si sposta verso l'alto o verso il basso, essa si troverà ad avere una velocità orizzontale minore o maggiore rispetto all'ambiente circostante creando così instabilità. Riguardo agli effetti termici, quando vi è un significativo riscaldamento del suolo e quindi degli strati d'aria ad esso adiacenti, si genera turbolenza di origine termica. Durante il giorno il sole riscalda la superficie terrestre mediante radiazione ad onde corte. La differenza che si genera tra la temperatura del suolo e quella dell'aria soprastante manifesta il suo effetto tramite accelerazioni verticali e moti ascensionali: si instaurano cioè dei fenomeni di tipo convettivo, dovuti alla forza di galleggiamento o di Archimede (buoyancy), che provocano moti di aria calda verso l'alto, ai quali, per il principio di conservazione della massa, sono associati moti discendenti di aria fredda verso il basso. A questo fenomeno si dà il nome di turbolenza convettiva.

La turbolenza è una caratteristica intrinseca del PBL. Se si analizza il tracciato effettuato tramite un qualsiasi anemometro, che mostra l'andamen-

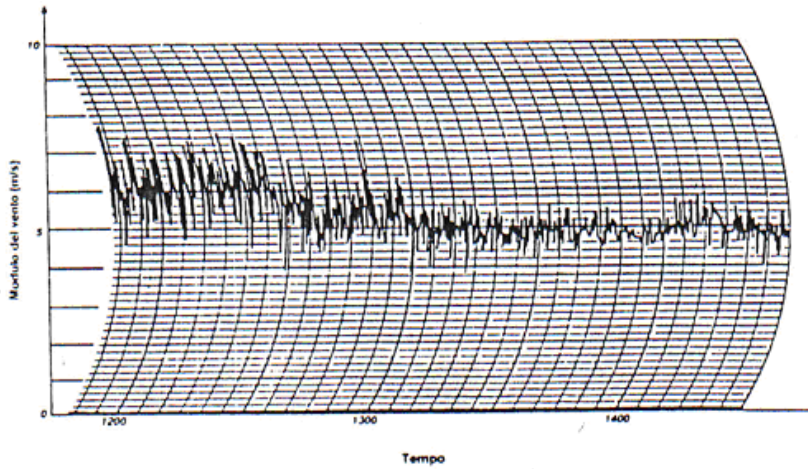


Figura 10: Tracciato anemometrico che illustra un tipico andamento del modulo del vento in funzione del tempo (da Stull, 1988)

to della velocità del vento nel tempo (si veda la figura), si può notare come tale velocità varia in modo irregolare.

La natura casuale della turbolenza rende difficile una descrizione deterministica, per cui diventa necessario un approccio statistico esteso sia ai procedimenti con cui si misurano le variabili atmosferiche, sia alle equazioni che le governano. Guardando il grafico precedente, possiamo fare le seguenti considerazioni.

- La velocità del vento non varia in modo molto marcato ma è compresa in un range limitato. E' quindi misurabile e definibile l'intensità della turbolenza; essa è solitamente definita in modo adimensionale secondo la seguente relazione:

$$I = \frac{\sigma_m}{M} \quad (26)$$

dove σ_m è la deviazione standard del modulo del vento (o della variabile in questione) e M è il suo valor medio (in valore assoluto).

- Esistono tempi di scala diversi per variazioni diverse dell'intensità del vento. Se prendiamo picchi di velocità di un determinato ordine di grandezza, notiamo che la separazione temporale è diversa da quella per picchi di ordine di grandezza differente. Da ciò si deduce che l'intensità del vento varia in modo casuale intorno al valore medio con periodo molto breve. Questo valore medio a sua volta non è costante nel tempo ma lentamente variabile con periodo molto più grande delle piccole fluttuazioni casuali.

Una spiegazione di questo fatto viene dalla presenza nel PBL di vortici, orizzontali e verticali, di varie dimensioni (da qualche millimetro a diversi chilometri), che messi assieme costituiscono la parte turbolenta del moto atmosferico. A fluttuazioni del vento con periodo piccolo sono associati vortici di piccole dimensioni che si sovrappongono ai vortici di dimensioni maggiori relativi a fluttuazioni con periodi maggiori: cioè i piccoli vortici hanno periodi caratteristici più brevi dei grandi vortici. La trattazione teorica di un fenomeno di natura intrinsecamente stocastica, come la turbolenza, avviene tramite l'analisi spettrale che consiste nel supporre l'andamento della velocità del vento come risultante della sovrapposizione di onde regolari di frequenza ben definita, essendo ciascuna frequenza associata alla corrispondente scala di variazione temporale della velocità. Utilizzando, inoltre, quella nota come ipotesi di Taylor (o frozen turbulence), è possibile stabilire una corrispondenza tra la scala di variazione temporale di ciascun vortice e le sue dimensioni spaziali, riconducendosi così a descrivere la turbolenza come risultante dalla sovrapposizione di vortici di varia misura. Questa ipotesi infatti afferma che i vortici turbolenti vengono trasportati dal vento medio U senza cambiare le loro caratteristiche. In questo modo è possibile passare dalla coordinata temporale t a quella spaziale x con la semplice trasformazione $x = Ut$. Tramite strumenti matematici (dell'analisi spettrale) è possibile analizzare il contributo dato da ciascuna frequenza (cioè da ciascuna scala di variazione temporale ovvero da ciascuna dimensione dei vortici) all'energia cinetica totale: si ottiene così lo 'spettro di potenza' del vento.

Guardiamo la figura: in ordinata appare una misura della porzione di energia associata ad una determinata dimensione del vortice, mentre l'ascissa indica le dimensioni spaziali del vortice in termini di intervallo temporale ovvero di frequenza di variazione della velocità del vento. Come si può vedere, i vortici più grandi hanno intensità maggiore. I picchi dello spettro sono in corrispondenza delle frequenze che contribuiscono maggiormente all'energia cinetica totale. Notiamo allora che si distinguono tre zone:

- una regione a sinistra in corrispondenza del grande picco (onda sinottica) associato al periodo di circa 100 ore, i cui moti seguono principalmente il flusso medio del vento e sono dominati da vortici di grandi dimensioni spaziali e temporali; corrisponde alle variazioni del vento dovute al passaggio di fronti perturbativi su scala sinottica (estensioni spaziali dell'ordine di 106 m); in questa regione si nota anche un secondo picco (onda diurna) associato al periodo di 24 ore: corrisponde alle variazioni del vento causate dal ciclo diurno (aumento della velocità del vento durante il giorno e decremento durante la notte);

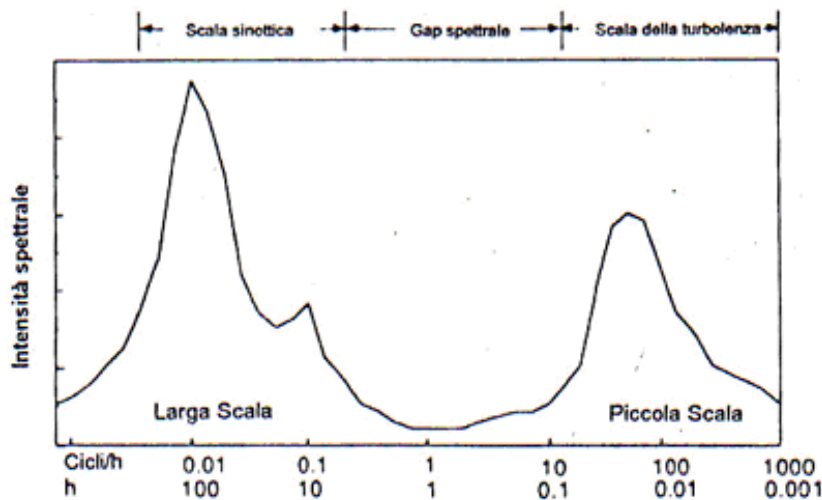


Figura 11: Tipico spettro della velocità del vento in prossimità del suolo: sull'asse delle X è riportata la frequenza (e la corrispondente scala di variazione temporale) dei vortici, sull'asse delle Y vi è la porzione di energia cinetica associata a tale frequenza (da Stull, 1988)

- una regione di passaggio dalla forma di un'ampia valle chiamata 'spectral gap', che separa la scala sinottica dalla microscala; è una zona, in corrispondenza delle variazioni della velocità del vento con periodi di circa un'ora, alla quale è associata un'energia assai ridotta;
- una regione a destra, i cui moti sono associati alla turbolenza a microscala, caratterizzati da vortici piccoli, di durata dai 10 secondi ai 10 minuti (il picco è associato al periodo di circa 1 minuto); questa struttura a microscala della turbolenza è quella che corrisponde al comportamento casuale del vento illustrato nella figura precedente ed è il più interessante ai fini della diffusione atmosferica a piccola scala.

E' interessante notare che il centro dello spectral gap si trova proprio in corrispondenza di un periodo di tempo di un'ora e, ricordando che separa i moti turbolenti (a destra) dai moti non turbolenti (a sinistra), si può capire perchè si è definito il PBL come quella regione di atmosfera che risponde alle forzanti superficiali su scale temporali di un'ora o meno.

3 Struttura ed evoluzione giorno-notte del PBL

L'atmosfera terrestre è semitrasparente rispetto alla radiazione solare (radiazione a onda corta, SW). Solo il 20% circa della radiazione solare è assorbita

direttamente dall'atmosfera. Circa il 30% è riflessa nello spazio (albedo), mentre la restante parte passa attraverso l'atmosfera per poi essere assorbita, in buona parte, dal suolo. Successivamente, l'energia così accumulata dal terreno, viene trasferita allo strato d'aria adiacente alla superficie, cioè al PBL, sotto forma di calore sensibile o latente. Il ciclo diurno di questo scambio di calore (energia) controlla, in massima parte, il flusso nello strato limite planetario. Il bilancio di energia sulla superficie è espresso dalla relazione

$$R_n + G + H + E = 0 \quad (27)$$

dove:

- R_n è il flusso di radiazione netta: componente della radiazione solare (SW) diretta ricevuta dal suolo più la radiazione solare diffusa dall'atmosfera, meno quella emessa dalla superficie terrestre, onda lunga (LW),
- G è il flusso di calore nel suolo,
- H ed E sono, rispettivamente, i flussi di calore sensibile (conduzione) e latente (risultante dai cambiamenti di stato del vapore acqueo) nell'atmosfera.

Le variazioni diurne delle componenti del bilancio energetico sono illustrate in figura 12.

L'equazione precedente è valida solo in condizioni stazionarie. Al sorgere del sole il suolo, inizialmente freddo, viene riscaldato dalla radiazione solare causando così il formarsi dei flussi di calore sensibile, che riscalda l'aria circostante, e latente, sotto forma di vapore proveniente dall'acqua presente nel suolo. Dopo il tramonto il terreno incomincia a raffreddarsi a causa dell'assenza di irraggiamento, cedendo calore radiativamente verso l'alto, raffreddando così anche i primi metri di aria. L'andamento tipico giorno-notte appena descritto genera lo strato limite descritto dalla figura 13 e il profilo verticale di $\bar{\theta}$ descritto dalla figura 14.

4 Lo Strato Limite Convettivo (CBL)

Il ciclo diurno dello scambio di calore (energia) controlla, in massima parte, il bilancio energetico nello strato limite planetario. Le condizioni convettive cominciano ad interessare l'atmosfera circa mezz'ora dopo il sorgere del sole, e l'altezza del PBL continua poi ad aumentare sino a raggiungere il suo valore massimo nel tardo pomeriggio. Non appena i raggi solari cominciano

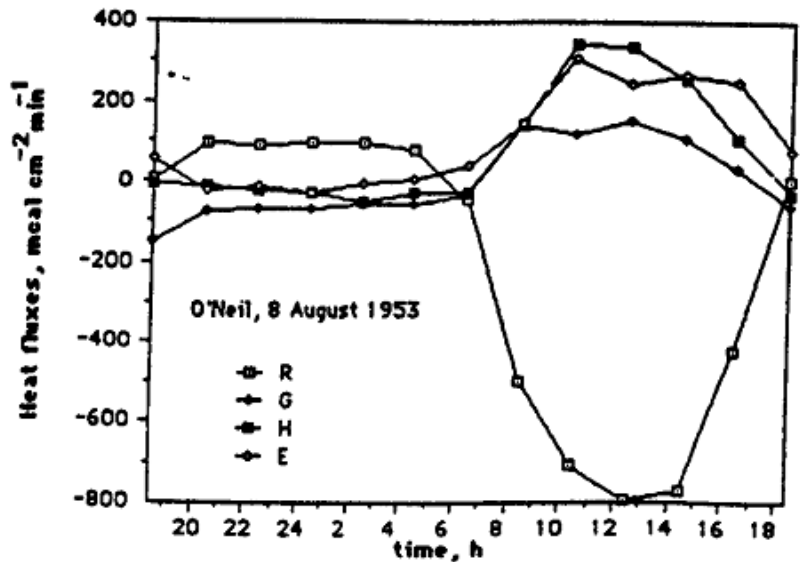


Figura 12: Variazione diurna dei termini dell'equazione di bilancio del flusso di calore. Da Sorbjan (1989)

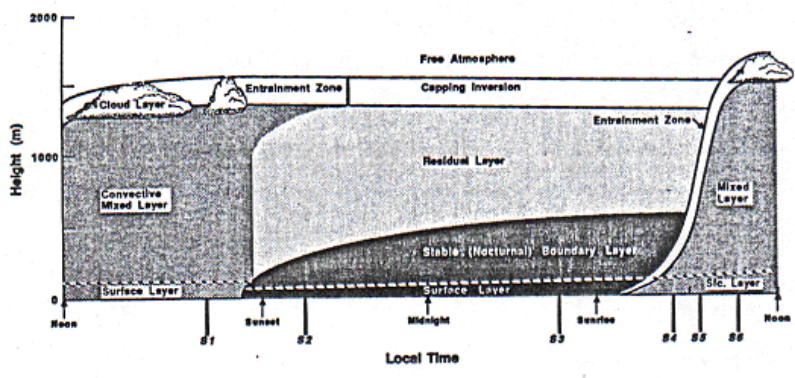


Figura 13: L'evoluzione temporale del ciclo diurno del PBL; da Stull (1988)

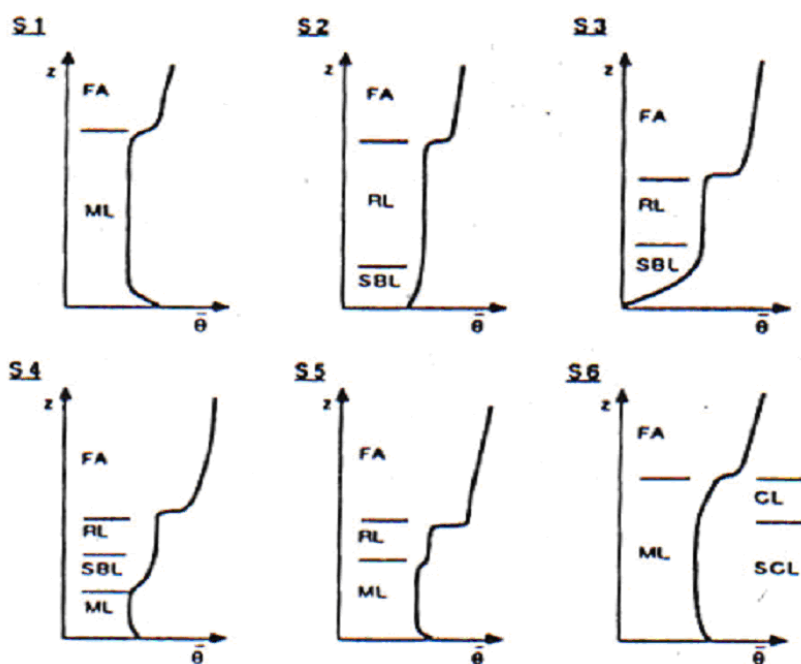


Figura 14: Profili del valore medio della temperatura potenziale a diverse ore del giorno: S1 giorno, S2 sera, S3 notte, S4 mattino, S5 fine dell'erosione dello strato notturno, S6 strato rimescolato formato. Stull (1988)

a scaldare la superficie terrestre e, indirettamente, l'aria a contatto con essa (inizialmente fredda), si formano dei flussi di calore 'sensibile', che riscaldano l'aria circostante, e calore 'latente', sotto forma di vapore proveniente dall'acqua presente nel suolo; si sviluppa così uno strato convettivo turbolento al suolo, dovuto al moto ascensionale di sottili pennacchi d'aria calda soggetti a una forza di galleggiamento positiva. Essi, a quote maggiori, si trasformano in colonne d'aria della larghezza di alcune centinaia di metri e con un massimo di velocità verticale di 2-5 m/s . Il PBL convettivo può essere diviso in due sotto-strati fondamentali:

- lo strato superficiale (*surface layer*)
- lo strato rimescolato (*mixed layer*),

inoltre si possono definire due altri strati:

- lo strato di convezione libera (*free convection layer*), che costituisce l'interfaccia tra il *mixed layer* ed il *surface layer*,
- l'*entrainment layer* che definisce la zona di transizione tra il *mixed layer* e l'atmosfera libera, dove l'aria di quest'ultima viene catturata dai moti convettivi.

La forza di galleggiamento (o *buoyancy*) è il meccanismo dominante per la turbolenza del CBL, la quale non è completamente casuale, ma è organizzata in strutture coerenti, come correnti ascensionali di aria calda e celle convettive (figura 4). Al di sopra dello strato limite, lo strato di inversione stabile (capping inversion), a causa della sua non penetrabilità, provoca la deviazione laterale degli '*updrafts*' (le masse d'aria che si muovono verso l'alto) e la loro conseguente deflessione verso il basso, trasformandoli in '*indrafts*' (masse d'aria che si muovono verso il basso). Il tempo convettivo di scala, cioè il tipico intervallo di tempo impiegato dall'aria per circolare tra la base e la sommità dello strato convettivo è dell'ordine di 10-20 minuti (tale intervallo risulta quindi essere anche il tempo caratteristico di scala in cui le variazioni delle forzanti indotte dalla superficie terrestre sono estese all'intero strato miscelato). L'evoluzione dello strato rimescolato è dunque legata al riscaldamento del terreno da parte del sole: lungo il corso della giornata, avviene l'accrescimento del CBL tramite la 'cattura' (*entrainment*) di aria dallo strato sovrastante meno turbolento (che può essere lo strato limite stabile o lo strato residuale), fino ad un massimo quando nel pomeriggio la temperatura superficiale del suolo perviene al suo valore più alto.

Gli *updrafts* hanno mediamente energia cinetica superiore ai *indrafts* e di conseguenza un'estensione spaziale orizzontale minore. Infatti, essendo,

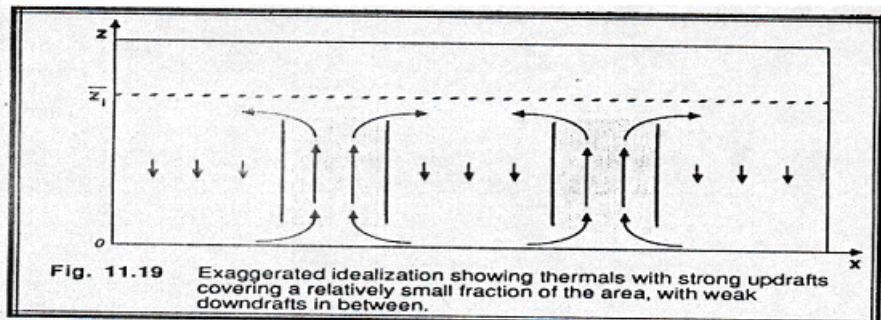


Figura 15: da Stull (1988)

come già detto il CBL un sistema chiuso verticalmente, deve valere il principio di continuità:

$$\rho_1 A_1 v_1 = \rho_2 A_2 v_2$$

dove con A_1 e A_2 si indicano la sezione orizzontale degli *updrafts* e dei *downdrafts* e con ρ_1 e v_1 , ρ_2 e v_2 le relative densità e velocità verticali. Essendo l'**energia cinetica** (per unità di volume) definita come $\frac{1}{2}\rho v^2$ ed essendo in generale:

$$\frac{1}{2}\rho_1 v_1^2 > \frac{1}{2}\rho_2 v_2^2$$

possiamo ottenere, ricavando v_1 dall'equazione di continuità

$$\frac{1}{2}\rho_1 \frac{\rho_2^2 A_2^2}{\rho_1^2 A_1^2} v_2^2 > \frac{1}{2}\rho_2 v_2^2$$

ma nel mixed layer possiamo considerare $\rho_1 \simeq \rho_2$ alla stessa quota, quindi

$$\frac{1}{2} \frac{A_2^2}{A_1^2} v_2^2 > \frac{1}{2} v_2^2$$

che implica:

$$\frac{A_2^2}{A_1^2} > 1 \Rightarrow A_2 > A_1$$

e sempre per l'equazione di continuità

$$v_2 < v_1$$

Quindi le velocità delle particelle d'aria ascendenti (positive) saranno mediamente maggiori di quelle discendenti (negative), ma le particelle discendenti

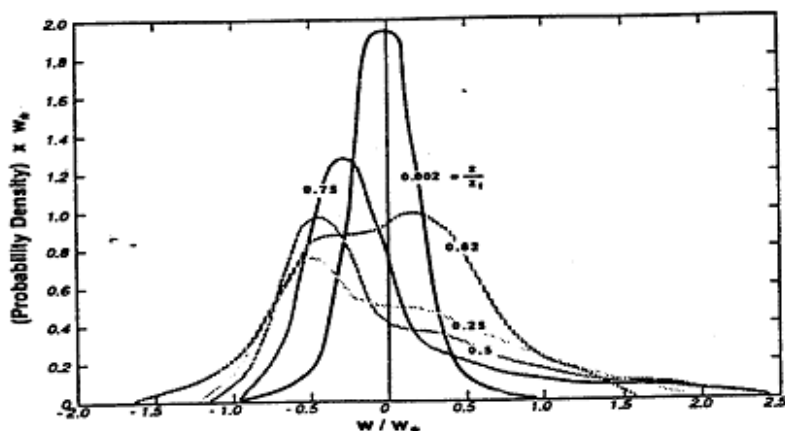


Figura 16: **Funzioni di densità di probabilità** delle fluttuazioni di velocità verticale (normalizzata) a diverse quote (normalizzate con l'altezza dello strato limite z_i)

saranno in numero maggiore di quelle ascendenti perciò le **funzioni di densità di probabilità** (PDF) che descrivono statisticamente l'andamento delle velocità verticali devono essere asimmetriche (figura 16).

Si sono prese in considerazione le componenti verticali delle variabili turbolente in quanto nei processi dispersivi la turbolenza assume un'importanza fondamentale nel descrivere la dispersione verticale delle particelle, in quanto il valor medio della componente verticale è nullo, mentre in orizzontale il fenomeno principale che caratterizza i processi dispersivi è il trasporto dovuto al vento medio. Inoltre, in verticale, la turbolenza è raramente omogenea, al contrario che in orizzontale.

L'evoluzione del CBL dipende fortemente anche dalla copertura del cielo. La presenza di nubi, causando una diminuzione dell'insolazione del terreno, riduce l'intensità delle correnti termiche; questo processo conduce alla limitazione dello sviluppo dello strato rimescolato che, nel caso di copertura nuvolosa particolarmente rilevante, può risultare essere addirittura convettivamente non turbolento (continua, comunque, a persistere la turbolenza di origine meccanica, naturalmente) e stratificato neutralmente.

Inoltre il rimescolamento di tipo convettivo può avvenire sia in presenza di un forte riscaldamento del terreno sia di un raffreddamento degli strati alti dell'atmosfera, mentre è altresì vero che si può formare un *mixed layer* anche in presenza di vento particolarmente intenso.

Nel CBL il gradiente termico dell'atmosfera è maggiore di quello adiabatico. La forza di galleggiamento è il meccanismo dominante per la turbolenza che

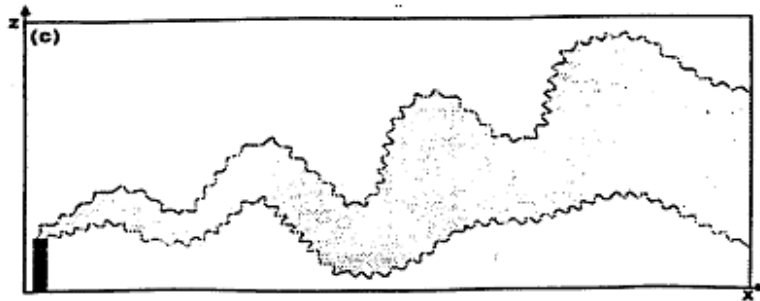


Figura 17:

così è principalmente di natura convettiva, anche se, vicino al terreno l'attrito contribuisce alla produzione di turbolenza, specialmente in caso di vento di forte intensità.

Lo strato convettivo è caratterizzato da un intenso rimescolamento dell'aria tale da rendere generalmente uniformi, rispetto all'altezza, quantità quali calore, umidità, quantità di moto e grandezze meteorologiche caratteristiche come la velocità del vento, la direzione del vento e la temperatura potenziale. In tali condizioni di rimescolamento dell'aria, gli inquinanti eventualmente presenti in atmosfera vengono dispersi in volumi d'aria molto grandi ed il pennacchio di inquinante mostra un caratteristico comportamento a volute chiamato *looping* (figura 17), restando gli inquinanti intrappolati nel convective layer a causa dell'incapacità delle correnti termiche di penetrare la sovrastante atmosfera libera. Questo si verifica perchè, come già ricordato, al limite superiore del CBL si ha un'inversione di temperatura la quale sopprime quasi del tutto la turbolenza, delimitando il passaggio all'atmosfera libera.

Infine segnaliamo come può essere valutata l'altezza del PBL in questo caso (cioè l'altezza, in progressiva evoluzione diurna, del CBL): qualitativamente essa può essere definita proprio come l'altezza della prima 'inversione' termica in quota, cioè dove finisce il profilo superadiabatico (e inizia superiormente quello subadiabatico) generato dal flusso di calore che dal terreno scalda l'atmosfera, per convezione, erodendo il preesistente profilo stabile notturno.

Una mezz'ora circa dopo il tramonto, il CBL comincia a 'decadere' ed origina lo Strato Residuale (RL), cioè quella regione caratterizzata da una stratificazione pressoché neutra, in cui è presente una turbolenza residua, che si trasformerà poi nello strato limite stabile notturno vicino al suolo.

5 Lo Strato Residuale (RL)

Circa mezz'ora prima del tramonto le termiche smettono di formarsi, le correnti convettive diminuiscono d'intensità e quindi la turbolenza comincia a decadere: lo strato miscelato si trasforma nello strato residuo (*residual layer*, RL). Si genera così uno strato dove, a parte la variazione della struttura della turbolenza (scomparsa degli *updrafts* e *downdrafts*) e la modificazione del gradiente verticale della temperatura potenziale, che passa dalla precedente condizione di stratificazione instabile a quella neutra, l'andamento delle rimanenti variabili atmosferiche non subisce variazioni di rilievo rispetto a quello che presentavano nello strato rimescolato precedente la formazione dello strato residuo. Le principali variabili meteorologiche rimangono uguali a quelle del *mixed layer*, almeno inizialmente, mentre le capacità dispersive del moto turbolento sono ancora efficienti e generalmente isotrope, ma tendono a diminuire con il tempo. Essendo lo strato residuale caratterizzato da stratificazione neutra, con un gradiente termico adiabatico (di circa $1\text{ K}/100\text{ m}$) pressochè invariato nell'intero RL, l'unico meccanismo che genera la turbolenza è quello meccanico, con caratteristiche praticamente uguali in tutte le direzioni (isotropia). Come risultato, la dispersione di inquinanti immessi nel RL è la stessa sia verticalmente che lateralmente, tendendo a diffondersi simmetricamente attorno al proprio asse (determinato dal trasporto, cioè dal vento medio) originando così un pennacchio dalla tipica forma conica (*coning*, figura 18). Il profilo verticale della velocità del vento parte dal suolo con intensità nulla, ed aumenta notevolmente con l'altezza. Tutto questo determina, in seno alla massa d'aria, moti organizzati e regolari (piccoli vortici) e, come conseguenza di questo tipo di moto, il pennacchio uscente dal camino si mantiene piuttosto compatto e raggiunge il suolo ad una distanza maggiore del caso convettivo; inoltre lo sbandieramento (cioè repentino cambiamento di direzione) dell'effluente è notevolmente ridotto.

Questo tipo di comportamento dell'effluente (cioè in atmosfera neutrale) si verifica, ad esempio, con cielo coperto o molto nuvoloso e una moderata intensità del vento, sia di giorno sia di notte, o durante le transizioni tra giorno e notte. Nelle zone a clima umido ad esempio questo comportamento dell'effluente è piuttosto frequente. E' da precisare comunque che (ad eccezione di simulazioni in vasca idraulica o gallerie del vento) è praticamente impossibile incontrare un'atmosfera in condizioni perfettamente neutre, poichè variazioni anche molto piccole della temperatura producono effetti rilevanti. Un tipico caso in cui si parla di atmosfera in condizioni neutre è anche quello di giornate caratterizzate da venti di forte intensità. In questi casi (in condizioni di turbolenza puramente meccanica) si può dimostrare che la variazione della velocità del vento con la quota assume la forma particolare di classico profilo

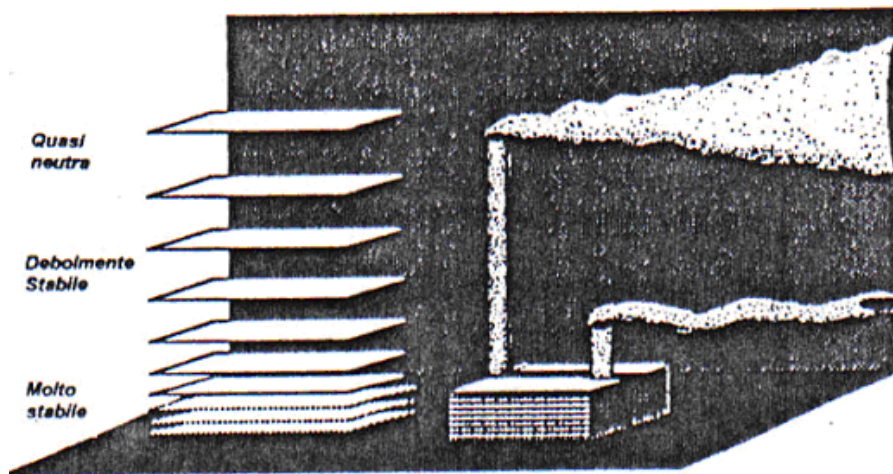


Figura 18: Durante la notte, la stabilità statica decresce con la quota; rappresentazione schematica del comportamento dei pennacchi (Stull, 1988)

logaritmico di vento:

$$U = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0}$$

dove k è la costante di von Karman e z_0 l'altezza di rugosità. Il profilo logaritmico non è altro che un caso particolare dell'andamento verticale della velocità media del vento nel PBL, che assume aspetti diversi a seconda dei casi di stabilità dell'atmosfera (figura 19).

Lo strato residuale non è a diretto contatto con il suolo, infatti durante la notte lo strato stabile notturno, la cui formazione al suolo comincia al tramonto in concomitanza con quella del RL, aumenta gradualmente in altezza erodendo alla base lo strato residuale. In tal modo, quest'ultimo risulta via via più isolato dalla superficie terrestre e conseguentemente non è tanto influenzato dalle forzanti indotte dalla superficie stessa. Benché, quindi, a rigore, lo strato residuo non rientri pertanto nell'esatta definizione fisica di PBL, lo studio del RL è abitualmente compreso in quello del PBL. Dopo l'alba, appena la sommità del CBL di nuovo raggiunge la base del RL, il CBL inizia ad accrescersi molto velocemente (tramite l'entrainment) a spese del RL, che viene rapidamente distrutto. Durante la notte, nel RL, si hanno le condizioni ottimali per la realizzazione di molte reazioni chimiche tra gli inquinanti primari (quelli cioè emessi direttamente dalle sorgenti): si formano quindi composti che al mattino, a causa del già citato rapido accrescimento del CBL, possono essere trasportati al suolo. Inoltre nelle prime ore dopo l'alba, prima ancora che il RL venga distrutto, si è in presenza di una situazione molto favorevole al verificarsi di reazioni fotochimiche.

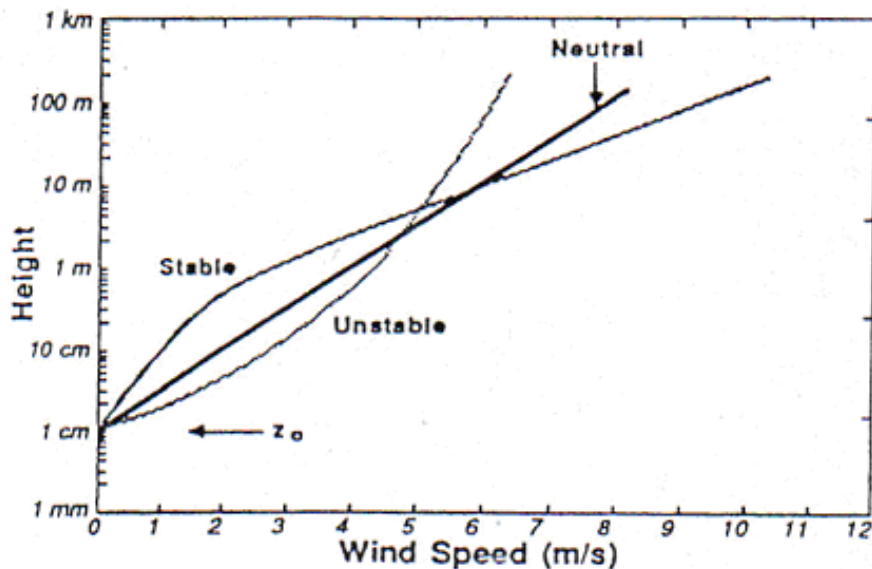


Figura 19: Andamento verticale della velocità media del vento nel PBL, nei casi instabile, stabile, neutro.

6 Lo Strato Limite Stabile (SBL)

6.1 La formazione del SBL

Con il tramonto del sole e l'avanzare della notte, la porzione inferiore del PBL viene trasformata in uno strato stabile a causa del raffreddamento della superficie terrestre, che cede calore all'atmosfera per irraggiamento e il conseguente flusso di calore dall'atmosfera (più calda) al suolo (più freddo). Si forma così lo Strato Limite Stabile (*Stable Boundary Layer* (SBL)), anche detto *Nocturnal Boundary Layer* (NBL), caratterizzato da una inversione di temperatura con base al suolo. Infatti lo strato limite stabile è a diretto contatto con il terreno (si trova al di sotto del RL). La sua formazione inizia già poco prima del tramonto e, con il progredire della notte, la sua profondità aumenta dal suolo verso l'alto, a spese del RL, man mano che il processo di raffreddamento dello strato d'aria a più diretto contatto con il terreno progredisce. In queste condizioni si genera perciò uno strato d'inversione al suolo ed i moti verticali dell'aria tendono ad essere soppressi, poiché ogni eventuale moto iniziale di particelle d'aria viene attenuato, sia verso l'alto sia verso il basso. Nel moto verso l'alto a causa dell'espansione adiabatica la particella viene a trovarsi ad una temperatura minore dell'aria a quella quota, mentre in un moto diretto verso il basso viene a trovarsi ad una temperatura superiore e quindi, in entrambi i casi, la particella tende a ritornare

alla sua posizione iniziale (si veda il capitolo sulla stabilità). Lo SBL è quindi caratterizzato da stratificazione stabile con gradiente termico subadiabatico (gradiente verticale di temperatura potenziale positivo).

6.2 L'inversione termica

Nello studio della dinamica atmosferica degli inquinanti, il fenomeno delle inversioni termiche nei bassi strati atmosferici acquista una particolare importanza. Questo perché gli strati di inversione possono diventare un ostacolo alla diluizione degli agenti inquinanti. Con il termine di inversione termica si indica quel fenomeno che si riscontra nell'atmosfera caratterizzata da un aumento anziché una diminuzione della temperatura al crescere dell'altezza. Si potrebbe quindi dire che l'inizio e la fine della condizione di inversione dovrebbero avvenire quando il gradiente della temperatura potenziale θ è uguale a zero (ovvero il gradiente termico è adiabatico). Nella pratica il termine inversione è usato per indicare proprio uno strato, di piccolo spessore, molto stabile. Ovviamente è molto raro che uno strato molto spesso possa avere lo stesso tipo di gradiente per tutta la sua estensione verticale; ciò che determina le proprietà più importanti dello strato stabile è la posizione e l'intensità degli strati più stabili, ma sottili, che si trovano in esso.

Gli elementi che caratterizzano un'inversione sono:

- la dimensione geometrica o spessore
- la quota
- l'intensità

Lo spessore è la distanza verticale che intercorre tra la base e la sommità dell'inversione, cioè il luogo dei punti dove la temperatura comincia, rispettivamente, ad aumentare e a diminuire con l'altezza.

La posizione nello spazio indica se l'inversione termica si trova al suolo (e forma lo strato limite stabile) quando la sua base coincide con la superficie terrestre, od in quota, se la sua base si trova ad una certa altezza dal suolo. L'intensità di un'inversione indica la differenza di temperatura che intercorre tra la base e il top dell'inversione. La differenza di temperatura tra la base e il top dell'inversione (cioè, praticamente, tra il *Residual Layer*, alla sommità del SBL, e il *Surface Layer*, alla base del SBL) ha dei valori che tipicamente variano nell'intervallo da 0 °C, appena all'inizio ('transition') dell'instaurarsi dell'inversione, a 15 °C al mattino, a seconda anche dell'intensità della turbolenza e della copertura nuvolosa.

Le inversioni si possono originare per differenti motivi: di origine radiativa, di natura avvettiva o frontale, per l'*entrainment* (cattura dell'aria

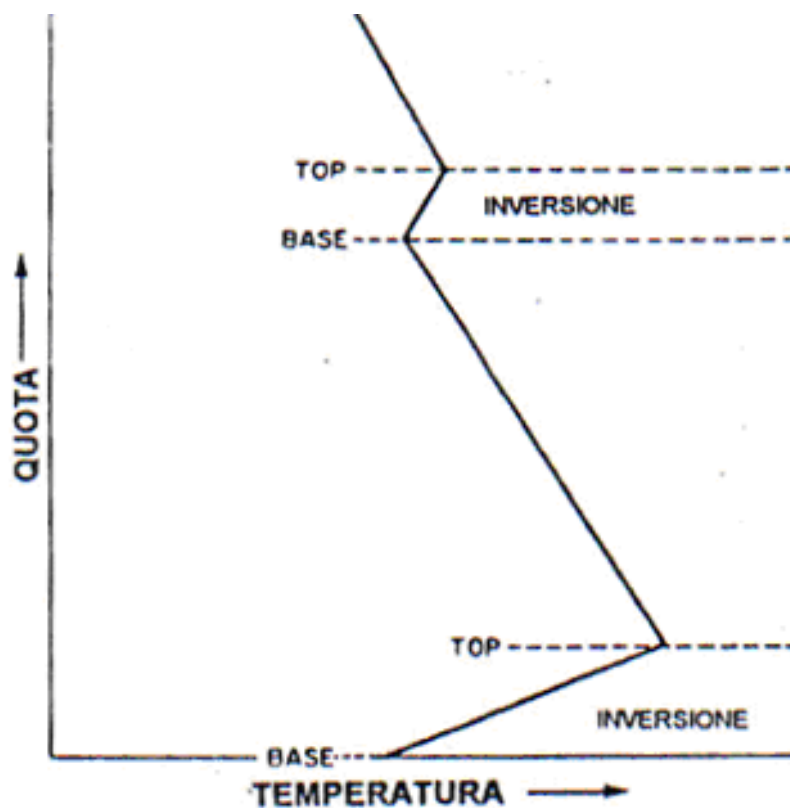


Figura 20: La figura illustra due distinte inversioni, una a diretto contatto con il suolo, e l'altra in quota; sono indicate la base e il top di ognuna.

ambiente) al di sopra di una zona convettiva, o da subsidenza. Il *Nocturnal Boundary Layer* nasce da un'inversione radiativa: dopo l'intenso e continuo rimescolamento degli strati d'aria nelle ore diurne e dopo che la temperatura superficiale del suolo perviene al suo massimo per il riscaldamento solare, nel tardo pomeriggio, comincia un progressivo processo di stratificazione per il raffreddamento del suolo, dando così inizio al fenomeno di inversione. Tale processo s'intensifica durante la notte raggiungendo il suo massimo al sorgere del sole, momento in cui lo spessore dell'inversione è al culmine; dopo di che, a causa di nuovo del progressivo riscaldamento del suolo, l'inversione si distrugge gradualmente a partire dalla base originaria verso la sommità.

6.3 L'altezza del SBL

L'altezza del SBL (cioè l'altezza di questa inversione, in cui il gradiente di θ si mantiene positivo) può crescere fino ad un valore di 100-500 m. Comunque, al contrario di quanto accade per il CBL, che ha un limite superiore

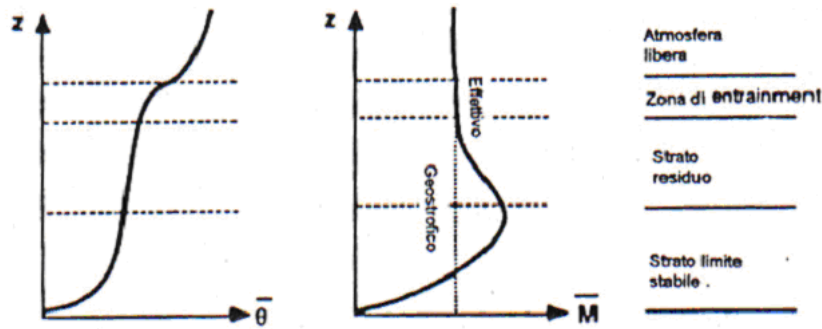


Figura 21: Profili verticali della temperatura potenziale media e del modulo del vento medio, nel SBL (in una regione di alta pressione); da Stull, 1988

ben definito (dall'entrainment zone, zona di cattura dell'aria al di sopra del PBL), lo SBL non ha un netto confine superiore, ma si dissolve con continuità nel RL superiore. Per questo motivo l'altezza del SBL e' più difficile da quantificare. In letteratura si trovano diverse definizioni di altezza del SBL. Per esempio l'altezza h del SBL può trovarsi definita come: Valori tipici del-

Tabella 1: ALTEZZA DELLO STRATO STABILE

$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = 0$	Sommità del SBL, cioè l'altezza in cui il gradiente termico (lapse rate) diventa adiabatico
$\frac{\partial \bar{T}}{\partial z} = 0$	Sommità dell'inversione, cioè l'altezza in cui il <i>lapse rate</i> di \bar{T} è perfettamente isoterma
\bar{U} è massimo	altezza del <i>nocturnal jet</i>

l'altezza dell'SBL vanno in un intervallo compreso da quasi zero, al momento della transizione, fino a oltre 1000 m; solitamente, comunque, lo SBL ha profondità di circa 100-500 m. Tutte le definizioni dell'SBL, che richiedono di confrontare un gradiente o un flusso uguale a zero, sono particolarmente difficili da applicare nella realtà, perché queste quantità possono spesso avvicinarsi, in varia misura, a zero, ma praticamente mai uguagliare esattamente il valore zero. Si noti che l'SBL può anche formarsi durante il giorno: ad esempio con il cielo coperto da uno strato di nubi sottili medio-alte oppure nelle giornate nebbiose, ovvero tutte le volte che la superficie del terreno è più fredda dell'aria sovrastante, cosicché possono instaurarsi le condizioni per una stratificazione stabile. Questa eventualità si verifica quando si ha il trasporto di aria calda al di sopra di una superficie più fredda come ad esempio accade dopo il passaggio di un fronte caldo oppure anche in prossimità delle coste.

6.4 La turbolenza nello SBL

Lo stable boundary layer è caratterizzato da una bassa percentuale di moto turbolento: la turbolenza è debole e/o sporadica. Essa può essere sostanzialmente solo di origine meccanica; ed è quindi generata più fortemente negli strati più bassi vicini alla superficie: salendo con la quota diminuisce rapidamente. Solo vicino alla superficie la turbolenza ha un'energia sufficiente a causare un certo rimescolamento; al disopra di queste regioni superficiali, l'aria si muove poco, quasi completamente imperturbata, con poco rimescolamento. Così, i moti verticali dell'aria tendono ad essere soppressi, la dispersione verticale degli inquinanti in tali condizioni sarà molto bassa ed essi possono rimanere intrappolati nell'atmosfera più bassa, a causa delle inversioni, con conseguenze preoccupanti per le attività umane. Anche il comportamento dell'umidità e del vapore acqueo risentono della stabilità atmosferica, quando la turbolenza è soppressa, lo stesso avviene per il trasporto di vapore acqueo. Con uno scarso rimescolamento dell'aria, l'umidità può ristagnare nei bassi strati dell'atmosfera, dando luogo ai fenomeni di nebbia e smog insieme agli inquinanti in sospensione. Generalmente le condizioni di stabilità sono associate a vento debole. Tuttavia, durante la notte, il vento ha un comportamento molto complesso (figura 21). Nei primi 2-10 m al disopra del suolo, la direzione del vento è determinata dalla topografia locale, mentre l'intensità è governata dagli effetti di galleggiamento e dall'attrito. Un debole vento fa scendere aria fredda lungo i rilievi (vento catabatico). Il vento catabatico è presente in situazioni di orografia complessa nei primi metri al disopra del suolo; esso è generato alla forza di gravità che causa la discesa, lungo le pendici dei rilievi, dell'aria fredda notturna a diretto contatto con il terreno; l'aria fredda converge quindi verso gli avvallamenti e vi ristagna. Il vento catabatico può raggiungere l'intensità di 1 m/s e può rendere le misure di vento, effettuate da stazioni meteorologiche situate in zone affette da tale fenomeno, del tutto scorrelate rispetto al flusso medio nelle zone pianeggianti. Nei fondovalle e nelle depressioni il vento può diventare decisamente calmo. Nei pressi del suolo quindi, l'intensità del vento medio è generalmente bassa. Poi, all'aumentare della quota, le forzanti sinottiche e di mesoscala diventano importanti, e la velocità del vento può subire un deciso incremento sino a raggiungere, nella zona di confine con il RL, valori a volte superiori a quelli del vento geostrofico (questo vento intenso, con valori estremi di 10-30 m/s, è detto *low-level jet* o *nocturnal jet*). Aumentando ulteriormente la quota, l'intensità diminuisce nuovamente fino a raggiungere il valore di quella del vento geostrofico; tale valore è mantenuto sino alla sommità del RL. Il profilo del vento nel *Nocturnal Boundary Layer*, dunque, spesso non è omogeneo né stazionario, evolve col tempo durante la notte e presenta diverse carat-

teristiche molto complesse per lo studio del SBL. Mentre la stratificazione stabile dell'aria tende a sopprimere la turbolenza, l'intenso *shear* (variazione con la quota) del vento, determinato dalla presenza del *nocturnal jet*, tende a generare altra turbolenza. Come risultato si ottengono, a volte, delle brevi 'raffiche' turbolente che possono causare rimescolamento nel SBL. La concomitanza e l'equilibrio tra i diversi fenomeni di turbolenza meccanica da una parte ed il loro parallelo smorzamento per la stabilità dell'atmosfera dall'altra, variano da caso a caso e possono creare condizioni di strato limite stabile che vanno da uno stato di buon rimescolamento ad uno decisamente non turbolento. La turbolenza del SBL è sporadica e spazialmente distribuita in maniera discontinua e intermittente, dando luogo ad una configurazione difficoltosa in cui le porzioni più alte del SBL sono scorrelate dalle forzanti superficiali. La turbolenza diminuisce gradualmente con l'altezza (figure) così che al top del SBL essa si riduce gradatamente a quella del RL oppure lo strato limite può diventare anche non turbolento, cioè i moti turbolenti verticali sono soppressi dalla stabilità. Altre oscillazioni verticali possono manifestarsi per buoyancy (forze di galleggiamento) attraverso le cosiddette onde di gravità (*gravity waves*).

Quindi, nel complesso, si capisce come lo SBL presenti caratteristiche molto complicate e risulti difficile da studiare e parametrizzare correttamente. La figura 22 riassume gli andamenti dei profili medi di tutte le principali variabili nel SBL, in un caso di debole rimescolamento turbolento. La condizione di stabilità è più forte vicino al suolo e diminuisce poi gradatamente verso quella neutra, salendo con la quota. Anche l'umidità nel SBL appare difficile da studiare, perché alle volte l'evaporazione superficiale può continuare nella notte e la condensazione può dare origine a fenomeni di brina. In caso di turbolenza ridotta, si possono formare forti gradienti di umidità vicino alla superficie.

6.5 Il comportamento degli inquinanti nel SBL

Per quanto riguarda la dispersione degli inquinanti emessi nel SBL, bisogna notare che la loro diffusione orizzontale è molto più rapida e ampia di quella verticale, perché le capacità dispersive dell'atmosfera, come già detto, sono scarse e predominano effetti cosiddetti di trasporto, cioè dovuti alle variazioni orizzontali della direzione del vento medio. Questo comportamento è chiamato 'fanning' perché l'effluente risulta distribuito 'a ventaglio'. In condizioni di vento debole si possono inoltre osservare dei caratteristici serpeggiamenti (o 'sbandieramento') che, a differenza di quelli che si verificano nel CBL (verticali), sono però confinati su un piano orizzontale, quello contenente l'asse del pennacchio, e lo spessore dell'effluente rimane molto limitato

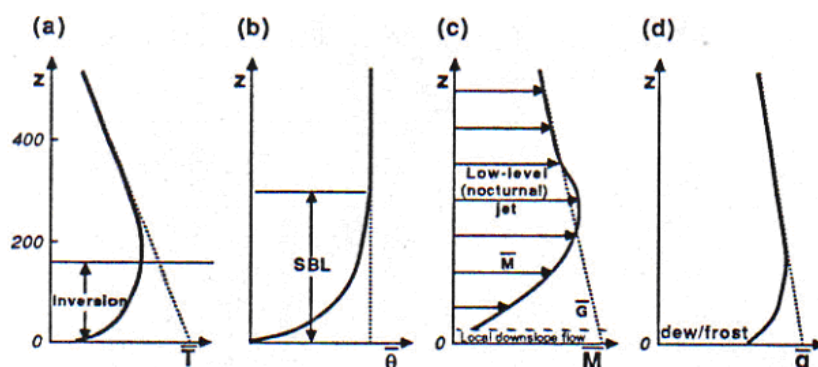


Figura 22: Tipici profili dei valori medi di variabili meteorologiche per il SBL: (a) temperatura assoluta, (b) temperatura potenziale, (c) velocità del vento, (d) umidità specifica.

anche su lunghe distanze. La dispersione orizzontale, comunque, può variare notevolmente dalla forma a 'nastro' che si conserva per lunghe distanze, se l'effluente si diluisce in un campo dinamico stazionario, a quella del tipo decisamente a 'bandiera', se la direzione del vento è molto variabile. Questo comportamento degli inquinanti dà luogo alla fine a una struttura chiamata *layer-cake*. Cioè gli inquinanti presenti in atmosfera (persino senza una diretta emissione da una sorgente notturna) si diffondono orizzontalmente in sottili sottostrati, e il forte shear del vento con le continue variazioni di direzione determinano un'ampia distribuzione di concentrazioni d'inquinanti diverse ad altezze diverse (figura 23). Questa struttura di stratificazione verticale a *layer-cake* caratterizza non solo le concentrazioni di inquinanti, ma anche le grandezze meteorologiche temperatura, umidità e turbolenza. Dal momento che c'è quindi uno scarso rimescolamento verticale, i componenti fotosensibili degli inquinanti presenti nei vari strati d'aria stabili possono dar luogo a reazioni chimiche durante la notte pur in assenza della radiazione solare.

Nella situazione di atmosfera stabile dunque si è visto che gli effluenti, soprattutto se emessi alla sommità del SBL oppure direttamente nel RL, a causa della scarsa intensità della turbolenza, si diffondono difficilmente verso il suolo: così essi possono essere trasportati, durante la notte, anche a centinaia di chilometri dalla sorgente.

Ci sono ancora altri due casi particolari per il SBL, che possiamo analizzare. Nel RL (al disopra del SBL) i pennacchi di fumo si possono diffondere verso il basso finché non incontrano la sommità del SBL a far loro da sbarramento: questa configurazione è detta *lofting*, perché l'effluente, emesso ad un'altezza che è superiore alla sommità del gradiente subadiabatico del SBL, scorre

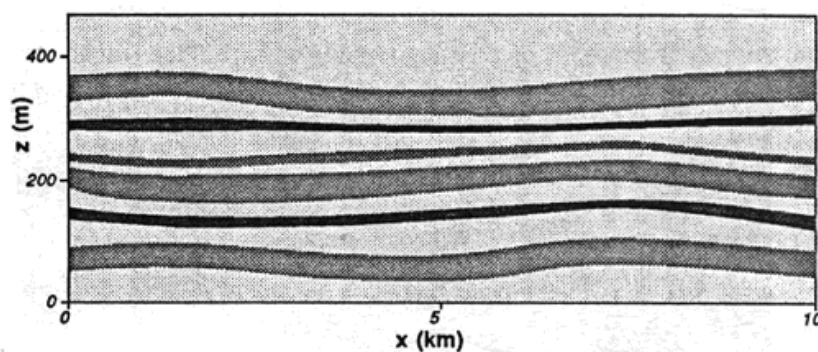


Figura 23: Struttura a 'layer-cake' di aerosoli diffusi in atmosfera, spesso presente nel SBL (da Stull, 1988)

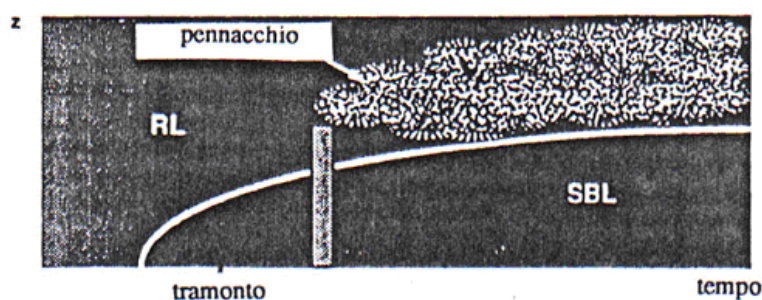


Figura 24: Rappresentazione schematica del lofting; da Stull, 1988

lungo la parte superiore dello strato di inversione senza abbattersi al suolo, appunto perché incontra uno strato d'aria a forte stabilità che fa da scudo al suolo sottostante. Le condizioni di *lofting* si verificano più frequentemente nelle ore prossime al tramonto del sole e la loro durata è ovviamente funzione dell'altezza della sorgente sul suolo e dall'intensità dello strato di inversione.

Dopo l'alba, inizia a svilupparsi il ML che erode via via lo SBL; quando la sua sommità raggiunge la quota alla quale la discesa degli effluenti, durante la notte, era stata bloccata dall'inversione, ha luogo l'*entrainment* (cattura) degli inquinanti nel ML e la loro rapida diffusione verso il terreno. In altri termini, in questo caso, a differenza di quello precedente, lo strato di inversione del SBL si trova al di sopra della sorgente, e non al di sotto. L'intensità del vento aumenta progressivamente dal suolo con l'altezza fino in prossimità della base dell'inversione ove si registra una diminuzione. Questo

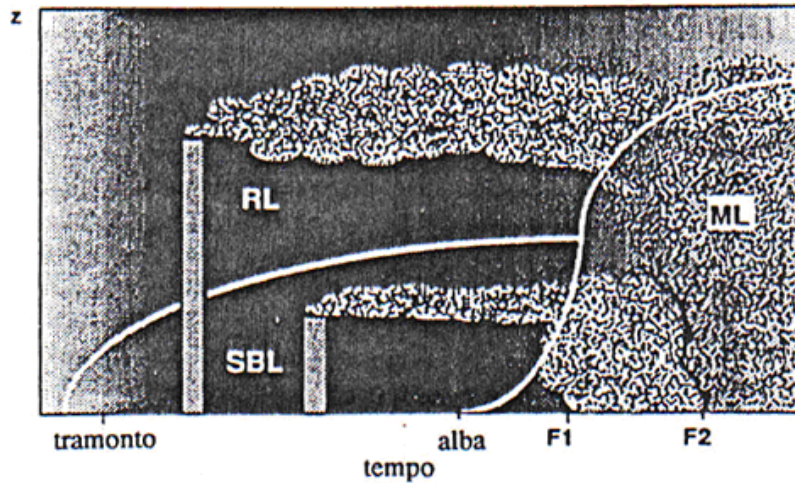


Figura 25: Rappresentazione schematica della fumigation; da Stull, 1988

tipo di situazione determina moti organizzati su piccoli vortici nell'atmosfera al di sotto dell'inversione e moti quasi laminari nella parte superiore. L'effluente, che si trova già nel ML, incontra nella sua ascesa uno strato forte di stabilità e quindi rimane intrappolato e si diffonde verso il suolo; la dispersione laterale è in questo caso alquanto modesta. Questo processo è detto fumigazione (*fumigation*). La fumigazione può essere un processo critico dal punto di vista ambientale perché, in condizioni particolarmente sfavorevoli, può produrre concentrazioni al suolo molto rilevanti.

Questo tipo di comportamento dell'effluente si verifica all'alba, poche ore dopo il sorgere del sole, cioè quando l'inversione da radiazione, esistente dalla notte, comincia a dissiparsi ed è lentamente rimpiazzata da uno strato di nuovo neutrale o instabile. Queste condizioni di dispersione si possono sviluppare anche in presenza di brezze di mare nella tarda mattinata, o nel primo pomeriggio dei mesi caldi. Si veda la figura 26: in prossimità delle coste, il vento soffia dal mare verso la terraferma (brezza di mare). Un camino, sufficientemente elevato e vicino alla costa, immette gli effluenti nello strato stabile (o neutro) che si trova al di sopra del mare; tali effluenti sono quindi trasportati dal vento verso l'entroterra dove incontrano la sommità del ML più basso (che si sviluppa supportato dalla terraferma) e a questo punto inizia il processo di entrainment (cattura) degli inquinanti e di diffusione verso il suolo.

Infine, un ultimo caso di dispersione che possiamo ancora presentare per lo SBL è quello della diffusione dell'inquinante in presenza dello *shear* del vento, fenomeno tipico per lo strato limite stabile (come già esposto). Lo shear del

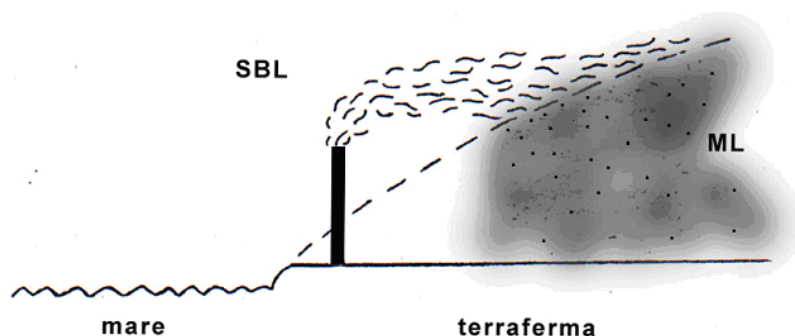


Figura 26: Rappresentazione schematica della discesa al suolo degli inquinanti in uno SBL in prossimità delle coste

vento ha una sua particolare influenza sulla forma dell'effluente all'uscita dalla sorgente. Com'è noto, lo shear consiste in una repentina variazione in quota della velocità e o direzione del vento, e, come già detto, può essere molto frequente in quota nello SBL. Il repentino aumento della velocità del vento, come si verifica subito al di sopra di un'inversione, tende ad allungare il pennacchio nella direzione sottovento, diminuendone la concentrazione. La variazione della direzione del vento orizzontale, invece, determina un effetto laterale di dispersione, effetto che è di difficile rappresentazione nei calcoli di dispersione benché abbia la sua importanza, particolarmente a grandi distanze sottovento.

7 Lo strato limite urbano (UBL)

Tutte le caratteristiche del PBL, a partire, ad esempio, dall'andamento del gradiente termico, come fin qui esposte, sono sicuramente valide per le zone extraurbane e rurali; però nelle zone urbane le cose possono andare assai diversamente, a causa della presenza dei fabbricati e delle strade, nonché del traffico dei veicoli a motore, e delle sorgenti di calore, che, tutti assieme, influiscono indubbiamente sulla struttura termica dell'area urbana.

L'urbanizzazione, che include costruzioni residenziali, industriali e commerciali, produce cambiamenti radicali nelle caratteristiche radiative, termodinamiche e aerodinamiche della superficie rispetto a quelle delle zone rurali circostanti. Ciò produce una disomogeneità orizzontale. Le modificazioni meteorologiche così generate da un'area urbana sono, in maggior parte, confinate in uno strato di atmosfera chiamato *Urban Boundary Layer (UBL)*. Diversi studi hanno portato a identificare significativi cambiamenti della tem-

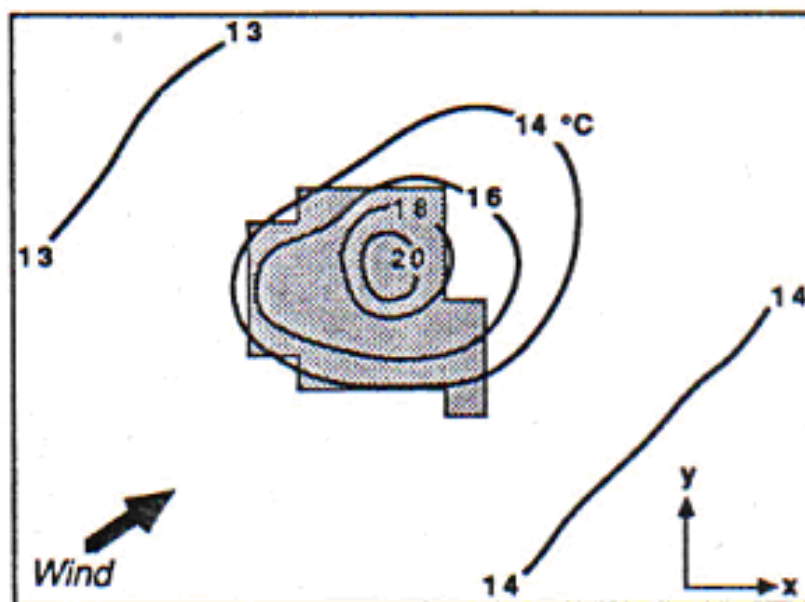


Figura 27: Schema idealizzato delle isoterme dell'heat island, per un'area urbana

peratura superficiale e dell'aria, dell'umidità, delle precipitazioni, della nebbia, della qualità dell'aria, del flusso di energia superficiale, dell'altezza del *Mixed Layer*, del profilo di vento e della turbolenza, in un'area urbana rispetto alla zona rurale circostante. Il fenomeno più frequentemente osservato è l'incremento della temperatura dell'aria in corrispondenza della superficie urbana, fenomeno che è chiamato **isola di calore** (figura 27).

Le città sono sorgenti antropogeniche di calore e inquinamento. Inoltre sono per la maggior parte ricoperte di asfalto e cemento, materiali asciutti e impermeabili, con proprietà di albedo e capacità di immagazzinare il calore e la radiazione solare, diverse dalla campagna circostante. Così l'aria del Surface Layer nelle città è più calda delle zone rurali circostanti. Se si riportano le isoterme in una mappa superficiale di una città, la figura che si ottiene ha proprio la forma di un'isola: di qui il termine *isola di calore*.

La maggior differenza di temperatura tra area urbana e rurale è solitamente osservata proprio durante la notte. In città con popolazione di circa 1000 abitanti, sono state misurate delle differenze di temperatura massime di 2-3 °C rispetto alla campagna circostante; mentre in città di più di 1 milione di abitanti è stato misurato un eccesso di calore fino a 8-12 °C (Oke, 1982).

In molti casi, il calore della città è sufficiente a mantenere uno strato limite convettivo superficiale di notte, anche quando un strato stabile si è già

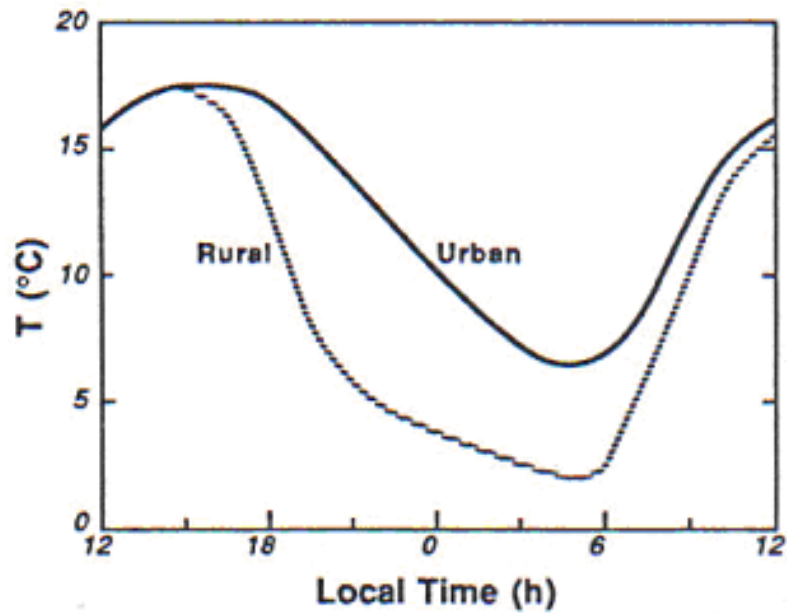


Figura 28: Ciclo diurno della temperatura in area urbana e rurale (Oke, 1982)

sviluppato sulla campagna circostante. Cioè, nelle aree urbane, il ML può ancora permanere durante la notte, per la grande capacità di immagazzinare calore da parte di costruzioni e strade cittadine. I primi strati di SBL superficiali, che si formano all'inizio della sera nelle zone rurali circostanti, non sono subito osservati nelle città. E più tardi, nella notte, quando lo SBL è già alto e ben sviluppato per un'altezza che supera quella delle costruzioni urbane, un leggero strato superficiale rimescolato (ML) può rimanere in città, sormontato dal sovrastante SBL. Forzanti sinottiche e topografiche influenzano lo sviluppo dell'urban boundary layer; l'eccesso di temperatura dell'isola di calore è influenzato anche dal vento medio presente sulla zona, dalla copertura nuvolosa del cielo, dalle precipitazioni. Si è osservato, inoltre, un aumento della velocità del vento al disopra della città di notte, probabilmente dovuto al locale gradiente orizzontale di temperatura urbana, con un locale aumento del rimescolamento e della turbolenza. Un'altra caratteristica peculiare delle zone urbane è quella del valore molto alto dell'altezza di rugosità z_0 , che, nel caso di centri abitati particolarmente grandi e densi di costruzioni, può arrivare a misurare diversi metri.