

*LA DISPERSIONE DI INQUINANTI IN
ATMOSFERA*

CAPITOLO 3

ENRICO FERRERO

4 marzo 2009

1 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 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 1). 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 '*downdrafts*' (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

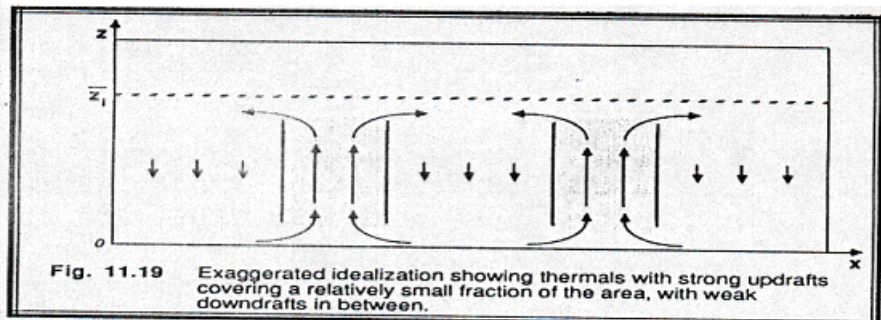


Figura 1: da Stull (1988)

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 *downdrafts* e di conseguenza un'estensione spaziale orizzontale minore. Infatti, essendo, 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:

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

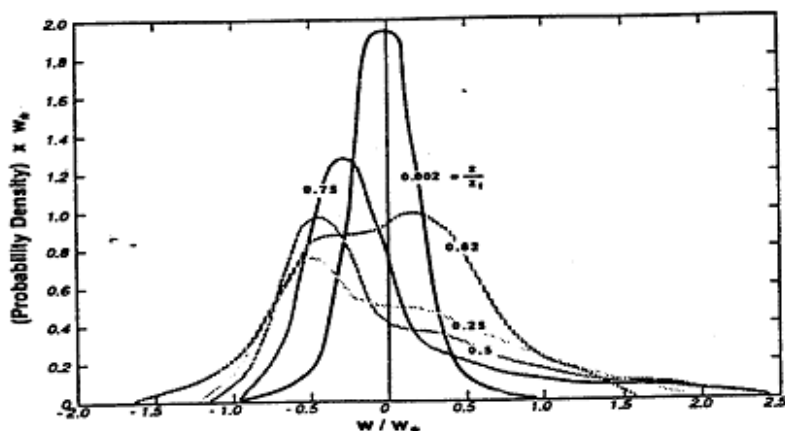


Figura 2: **Funzioni di densità di probabilità** delle fluttuazioni di velocità verticale (normalizzata) a diverse quote (normalizzate con l'altezza dello strato limite z_i)

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 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 2). In conclusione per descrivere statisticamente il PBL cioè, per ricostruire le PDF occorre specificare almeno i primi tre momenti delle fluttuazioni delle velocità verticali: $\overline{w'}$ ($=0$ per definizione), e $\overline{w'^2}$, $\overline{w'^3}$ poiché il momento del terzo ordine ne misura il grado di asimmetria.

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

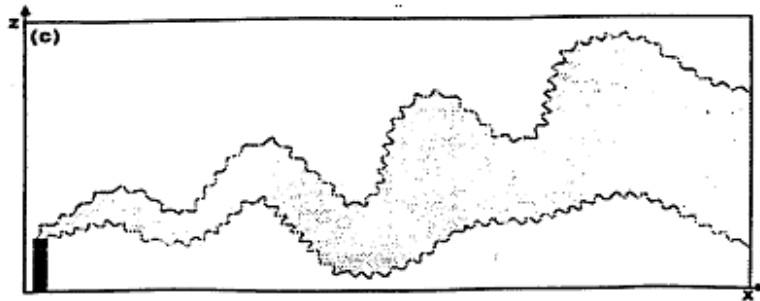


Figura 3:

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 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 3), 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): qualitativa-

mente 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.

2 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 $1\text{ K}/100\text{ m}$) pressoché 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 4). 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)

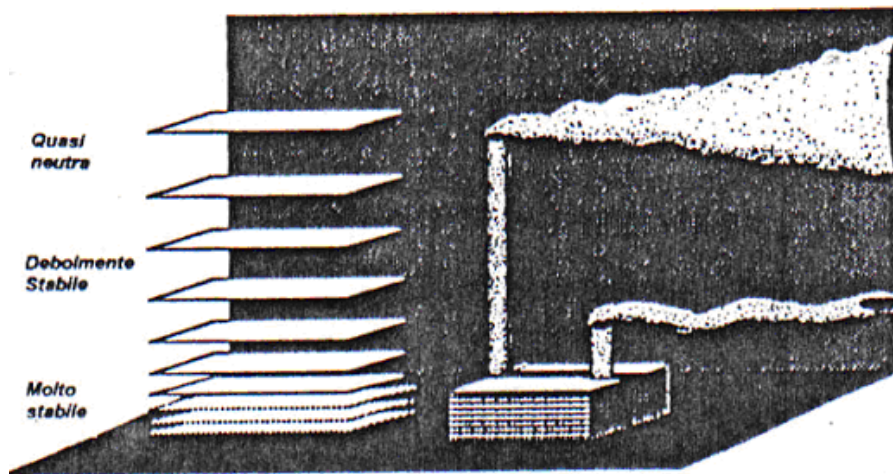


Figura 4: Durante la notte, la stabilità statica decresce con la quota; rappresentazione schematica del comportamento dei pennacchi (Stull, 1988)

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 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 5).

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

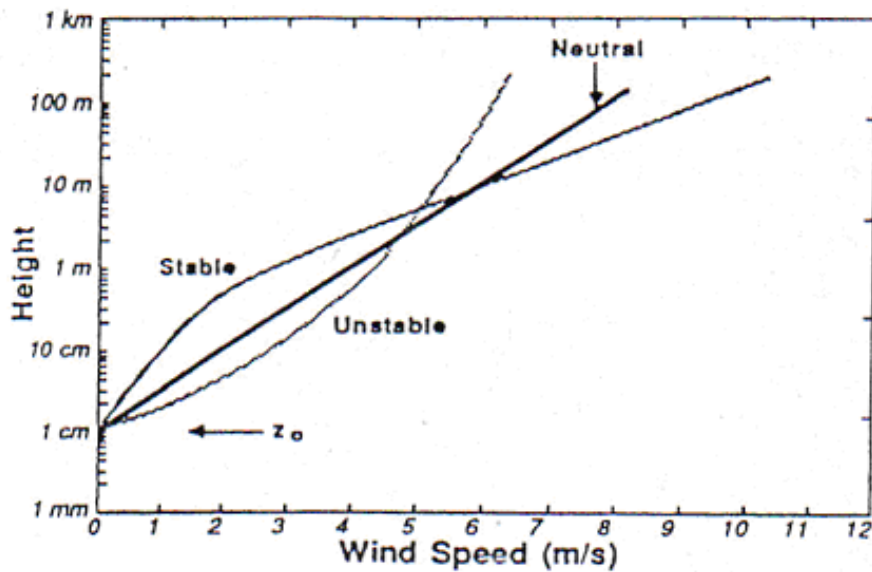


Figura 5: Andamento verticale della velocità media del vento nel PBL, nei casi instabile, stabile, neutro.

rigore, lo strato residuo non rientra 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.

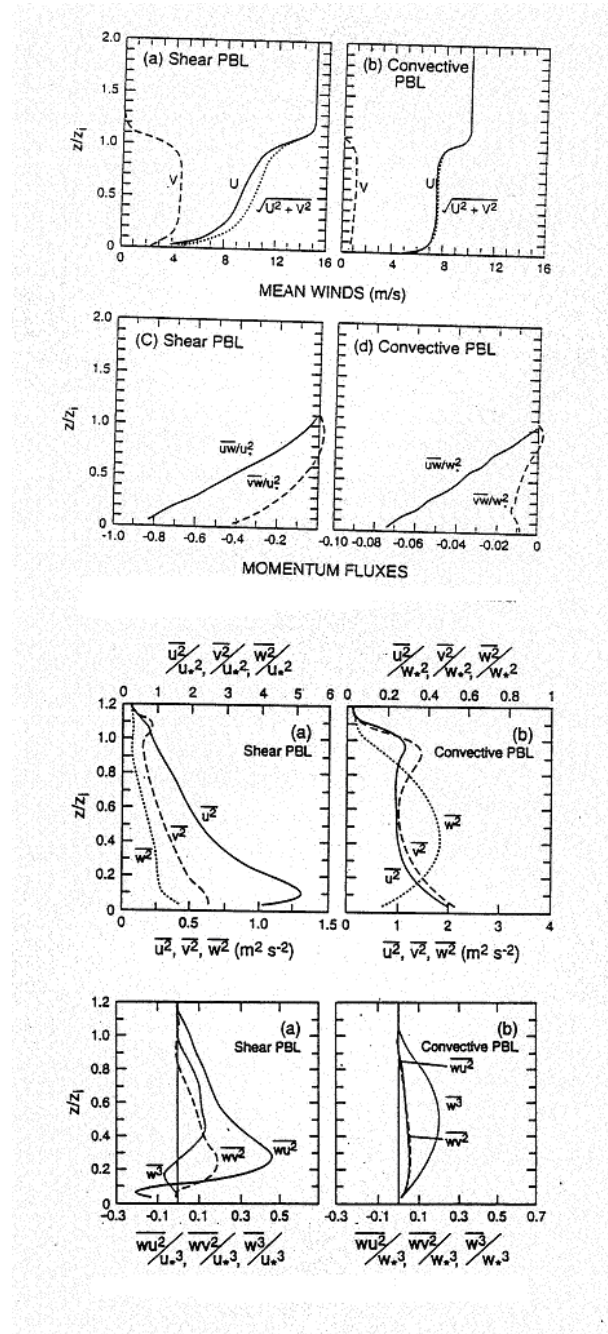


Figura 6: Confronto tra i valori medi delle componenti di velocità , i secondi e i terzi momenti delle velocità turbolente (fluttuazioni) per il caso di strato limite neutro (*Shear boundary layer*) e stato limite convettivo.