



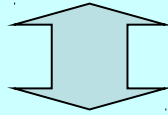
*Meteorologia e Micrometeorologia
per l'inquinamento atmosferico
2011*

Parte 8

PBL in Condizioni Superficiali Eterogenee

*dott. Roberto Sozzi
dott. Andrea Bolignano*

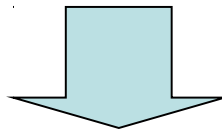
1. PBL Marino: distese marine ed oceaniche
2. Ambiente urbano



Discontinuità superficiali – vicinanza di suoli con caratteristiche superficiali differenti.

Orografia – caratteristiche del terreno.

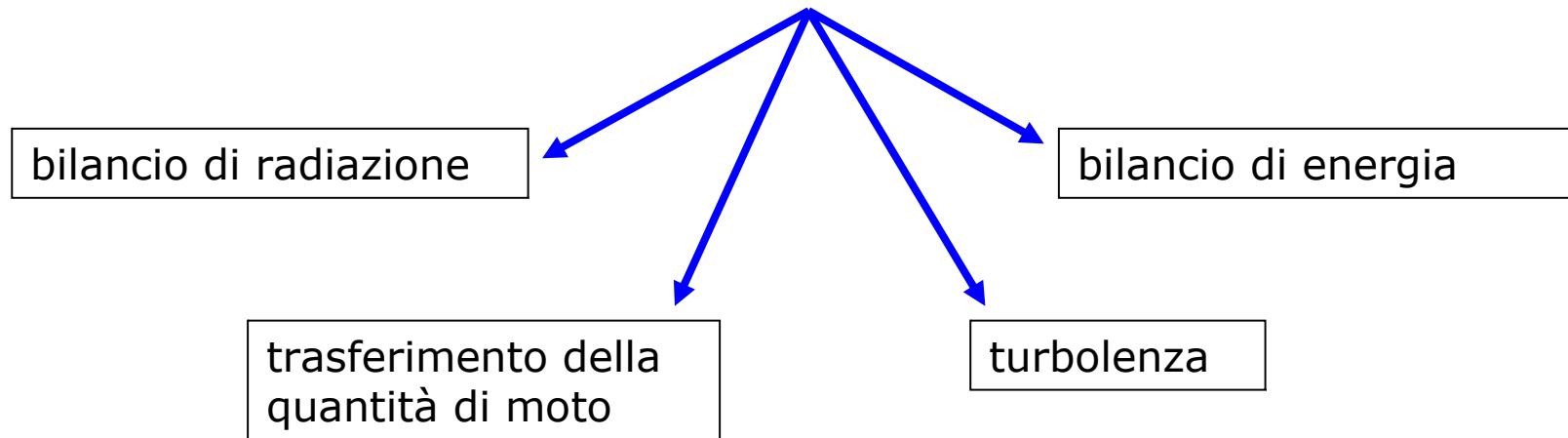
PERTURBAZIONI NELLA STRUTTURA DEL PBL



EFFETTI SULL'INQUINAMENTO ATMOSFERICO

PBL MARINO

La tipologia del suolo è un elemento determinante per la conoscenza dei fenomeni che avvengono negli strati atmosferici più bassi.



~ il 70% della superficie terrestre è costituito da acqua.

bilancio di radiazione nel PBL marino

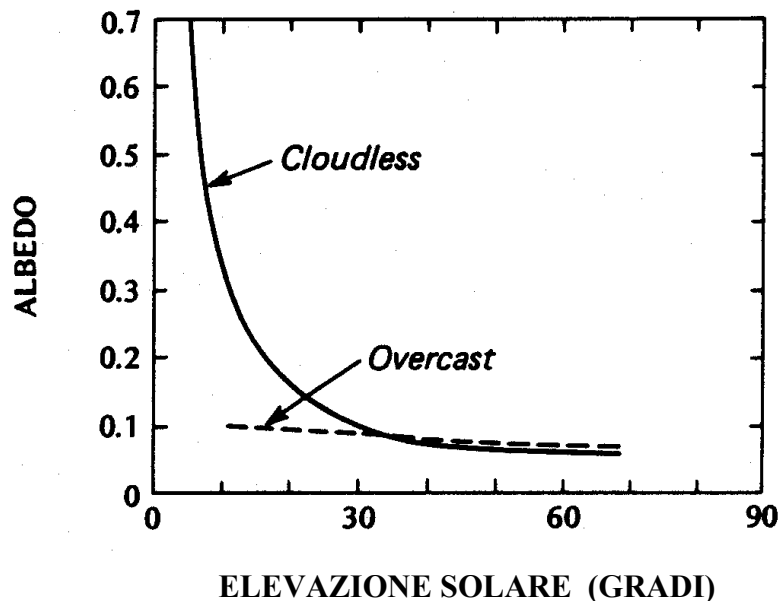
La radiazione solare ad onda corta (o radiazione globale R_g) è il motore dei fenomeni meteorologici e/o micrometeorologici che avvengono nella bassa atmosfera.

$$(K \downarrow)_d = K \downarrow \cdot \exp(-ad)$$

- $K \downarrow$ - radiazione ad onda corta all'interfaccia aria-mare;
- d - profondità;
- a - coefficiente di estinzione (torbidità, plancton, etc.).

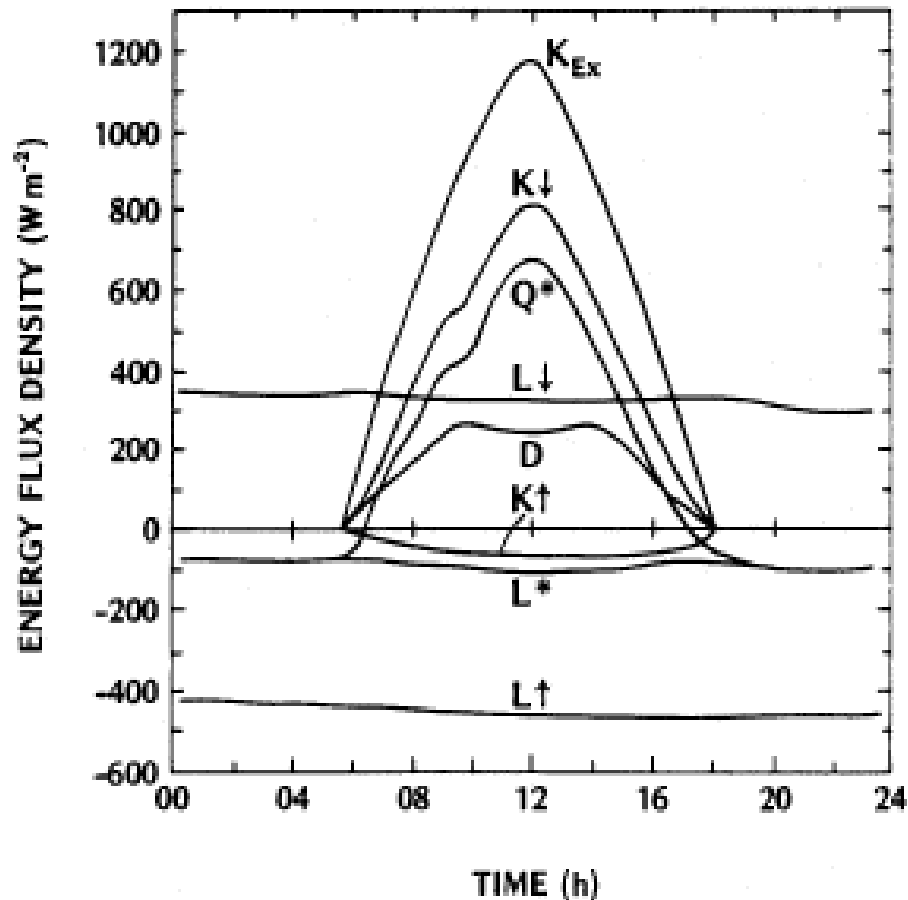
mare generico: $K \downarrow \approx 10\text{m}$

mare tropicale : $K \downarrow \approx 100\text{m}$



albedo – frazione della radiazione riflessa, varia con l'inclinazione dei raggi solari

Bilancio radiativo superficiale



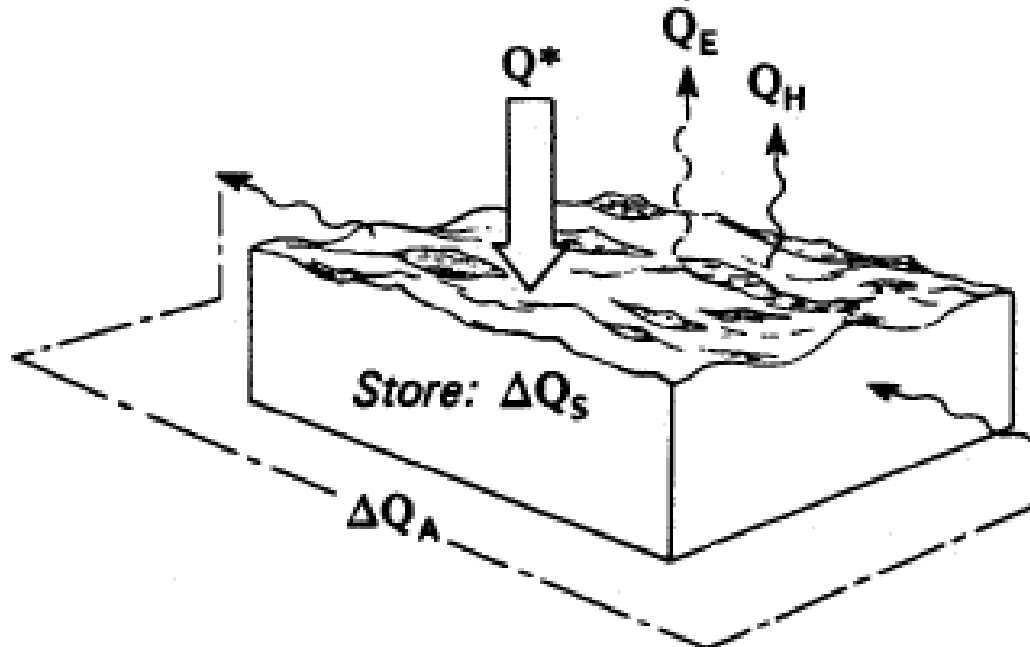
- K_{\uparrow} (onda riflessa) bassa a causa dell'elevato assorbimento (*ALBEDO*) nelle ore diurne.
- L_{\downarrow} e L_{\uparrow} (onda lunga atmosferica) non presentano il ciclo diurno.
- Q^* (radiazione netta) conserva comunque il ciclo giornaliero con elevati valori diurni.

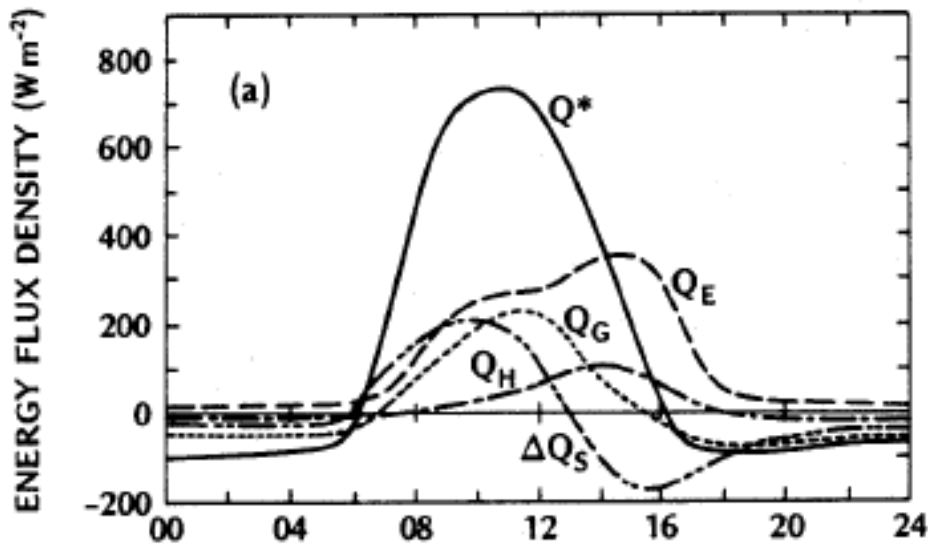
bilancio di energia nel PBL marino

come viene **ripartita** l'energia disponibile (Q^*) all'interfaccia mare-aria?

$$Q^* = Q_H + Q_E + \Delta Q_S + \Delta Q_A$$

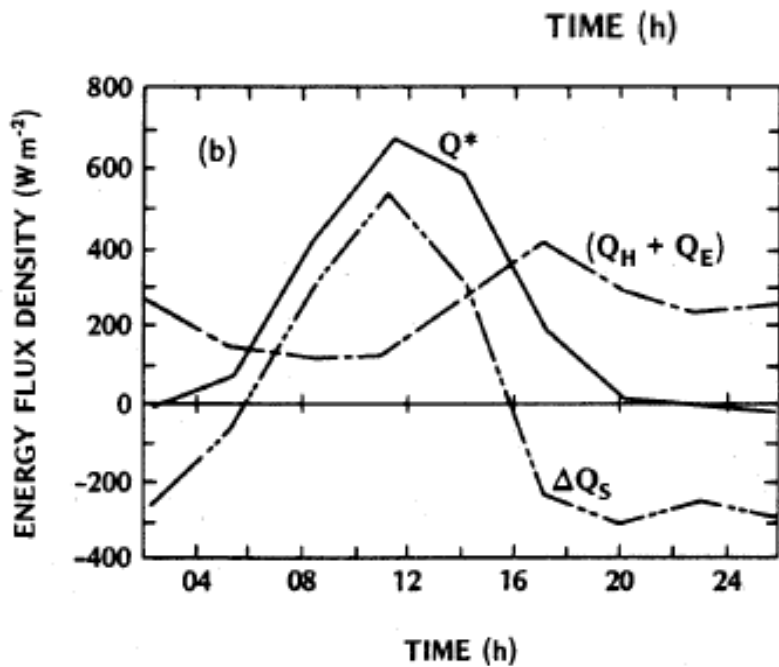
- Q_H - flusso di calore sensibile;
- Q_E - flusso di calore latente;
- ΔQ_S - 'storage' termico;
- ΔQ_A - trasporto termico orizzontale (correnti marine)



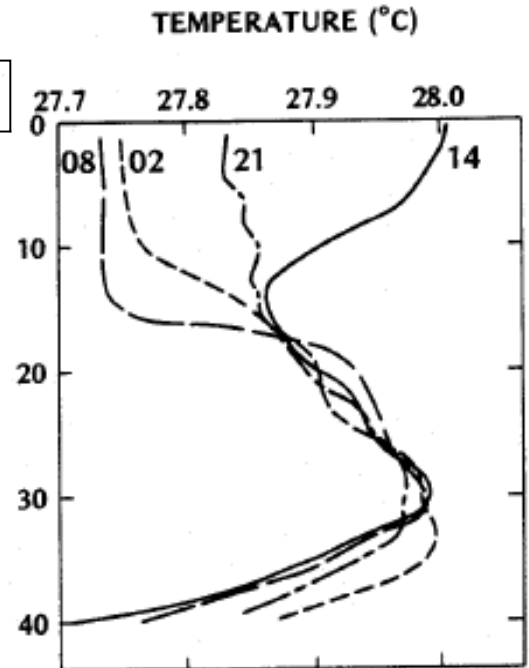
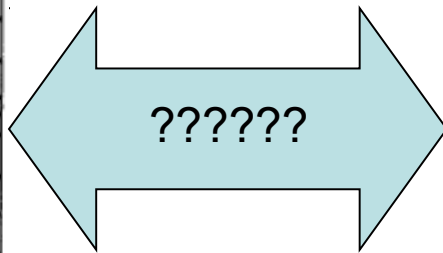


mare poco profondo

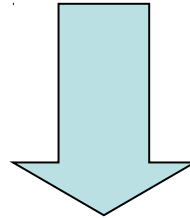
- ΔQ_A trascurabile;
- Q_G : interazione mare-suolo;
- Q_E è max alla saturazione dell'interfaccia mare-aria



situazione oceanica

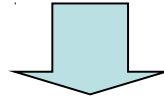


- elevata capacità di diffusione della radiazione ad onda corta (trasparenza);
- rimescolamento dovuto alle correnti marine ed al moto superficiale;
- la produzione di vapor d'acqua è un efficace consumatore di energia;
- elevata capacità termica dell'acqua.

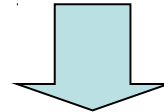


- L'interazione mare-aria produce contenute oscillazioni giornaliere;
- L'evaporazione è un processo attivo giorno e notte ed è il più grande consumatore di energia del sistema.

trasferimento di quantità di moto nel PBL marino



profilo verticale della velocità del vento vicino alla superficie marina



lunghezza di rugosità (z_0) della superficie marina

$$z_0 = \alpha \frac{u_*^2}{g}$$

- $\alpha \sim 0.018$;
- u_* - velocità di frizione.

profilo verticale logaritmico (in condizioni adiabatiche):

$$u_z - u_s = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad \longrightarrow \quad u = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{gz}{\alpha u_*^2}\right)$$

soluzione per via numerica

Nella pratica si definisce il coefficiente di Drag (in condizioni adiabatiche) C_{DN} :

$$C_{DN} = \left(\frac{u}{u} \right)^2$$

$$u = \frac{u}{k} \ln \left(\frac{gz}{\alpha u^2} \right) \longrightarrow \ln(C_{DN}) + k \cdot C_{DN}^{-1/2} = \ln \left(\frac{gz}{\alpha u^2} \right)$$

Relazione tra C_{DN} ed u

In teoria è sufficiente 1 sola misura della velocità del vento u per determinare il coefficiente di Drag C_{DN} (*superfici oceaniche* $\approx 10^{-3}$)

parametrizzazione degli scambi aria-mare basate sui coefficienti di Drag

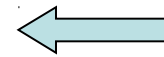
$$u = C_D^{1/2} U$$

$$H_E = L_e E$$

$$H_0 = \rho C_p C_H U \cdot (\theta_0 - \theta)$$

$$E = \rho C_w U \cdot (Q_0 - Q)$$

$$Ri_B = gz \frac{\theta - \theta_0}{\theta_0 U^2}$$



Bulk Richardson
number

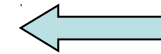
$$z/L = k C_{DN}^{-1/2} Ri_B$$

se $Ri_B < 0$

$$z/L = k C_{DN}^{-1/2} Ri_B (1 - 5 Ri_B)^{-1}$$

se $Ri_B > 0$

z/L - parametro di
stabilità



{ }

$$C_D / C_{DN} = [1 - k^{-1} C_{DN}^{1/2} \cdot \Psi_M(z/L)]^{-2}$$

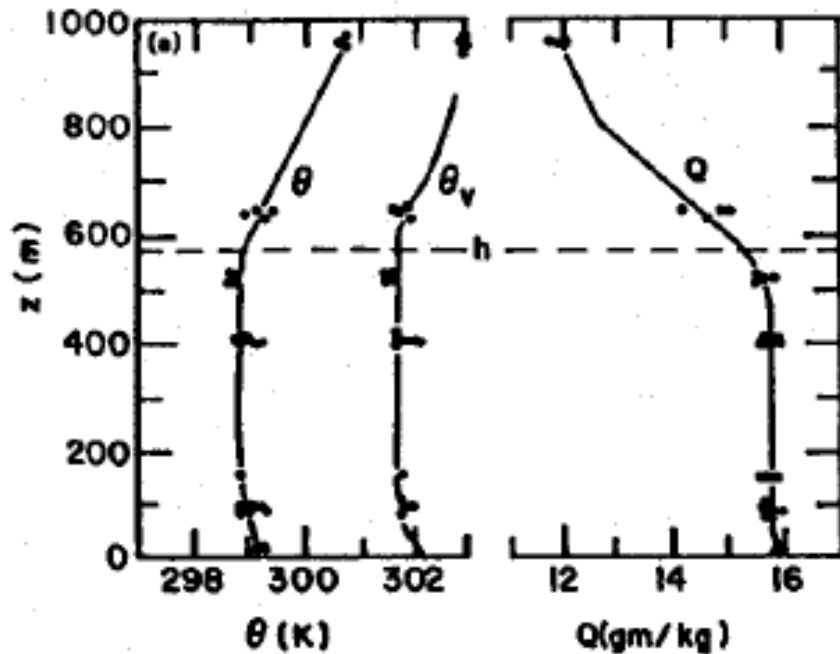
$$C_H / C_{HN} = [1 - k^{-1} C_{DN}^{1/2} \cdot \Psi_M(z/L)]^{-1} \cdot [1 - k^{-1} C_{DN}^{1/2} \cdot \Psi_H(z/L)]^{-1}$$

{ }

Ψ_M e Ψ_H sono le Funzioni Universali di
Similarità di Monin-Obukhov

profili delle variabili meteorologiche e turbolenza nel PBL marino

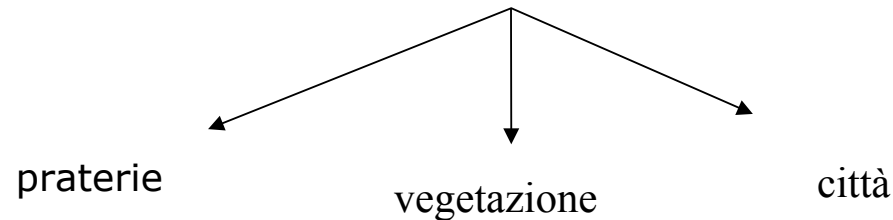
- Il flusso di calore sensibile è generalmente molto basso nel PBL marino
- Le condizioni adiabatiche rappresentano le situazioni più comuni nel PBL marino



- formazioni di nubi a causa dell'elevata evaporazione;
- zona di 'entrainment' non evidente (situazioni debolmente convettive);
- i casi di convettività sono: acqua calda-aria fredda

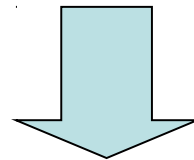
Discontinuità superficiali

rugosità superficiale – contiene informazioni sulle caratteristiche morfologiche della superficie.



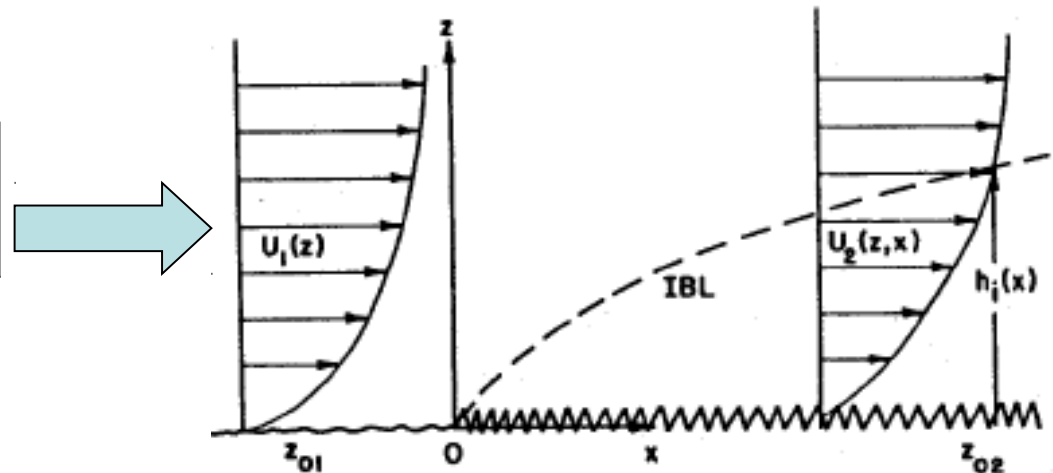
una discontinuità superficiale è rappresentata da due zone contigue di differente rugosità superficiale

mare-terra; zone rurali-zone urbane; folta vegetazione-zone rurali



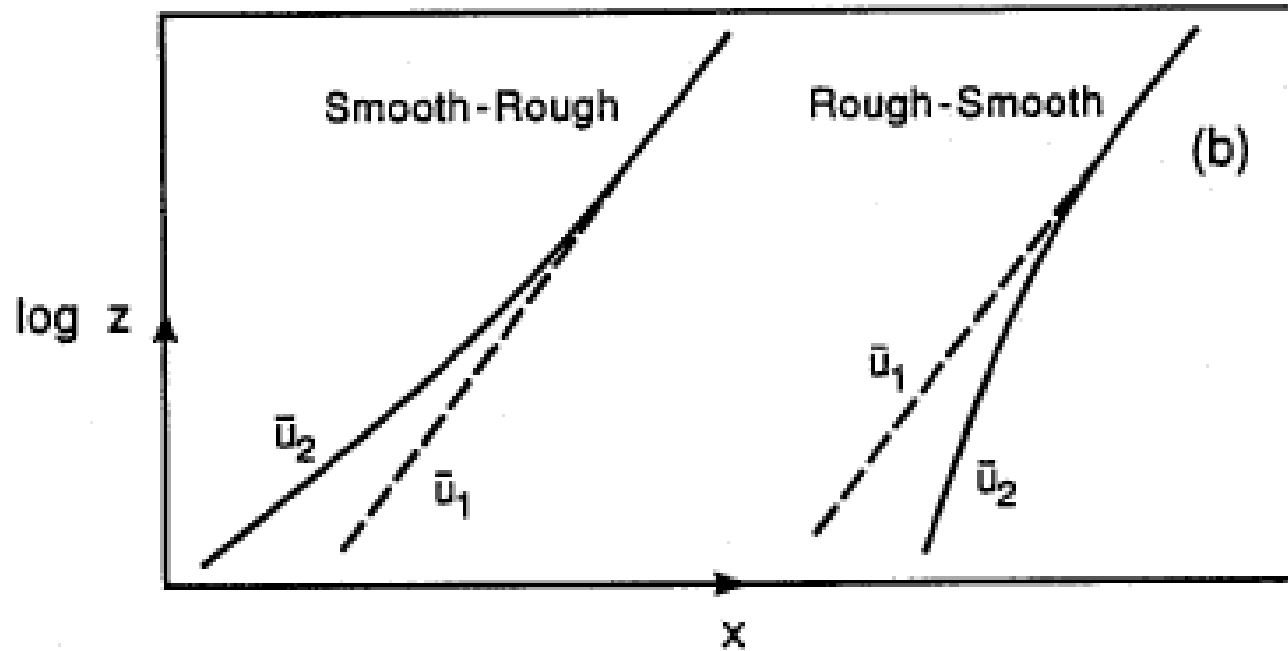
La dinamica delle masse d'aria nel PBL è influenzata dalle discontinuità superficiali sottostanti

profilo logaritmico della velocità del vento $u(x)$ nel PBL e nel IBL (**Internal Boundary Layer**)



- l'altezza $h_i(x)$ dell'IBL aumenta con la distanza dalla linea di discontinuità ($x=0$);
- nell'inner layer ($\sim 0.1 \cdot h_i$) dominano gli effetti locali (Similarità-flussi locali);
- sopra l'IBL il profilo della vento è sostanzialmente simile a quello riscontrato sopravvento;
- tra l'inner layer e h_i situazione di transizione tra le due fasi.

Variazione del profilo del vento nel passaggio da superficie liscia (smooth) a rugosa (rough) e viceversa.

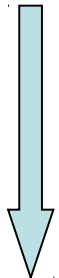


- liscia-rugosa : all'interno dell'IBL il profilo di vento subisce una decelerazione;
 - rugosa-liscia : all'interno dell'IBL il profilo di vento subisce una accelerazione.
- In entrambi i casi i due profili raggiungono l'equilibrio al di sopra dell'IBL

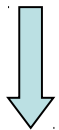
come si descrive l'altezza δ in funzione della distanza dall'inizio della superficie di discontinuità?

Modello semiempirico di Elliott (1958):

$$\frac{\delta}{z_{02}} = A \left(\frac{x}{z_{02}} \right)^{0.8} \quad A = 0.75 + 0.03 \cdot \ln \left(\frac{z_{01}}{z_{02}} \right)$$



$$\delta(x) = \infty$$



non è fisicamente accettabile



Modello di Miyake:

$$\frac{d\delta}{dx} = \frac{B_1 u_2}{U(z)}$$

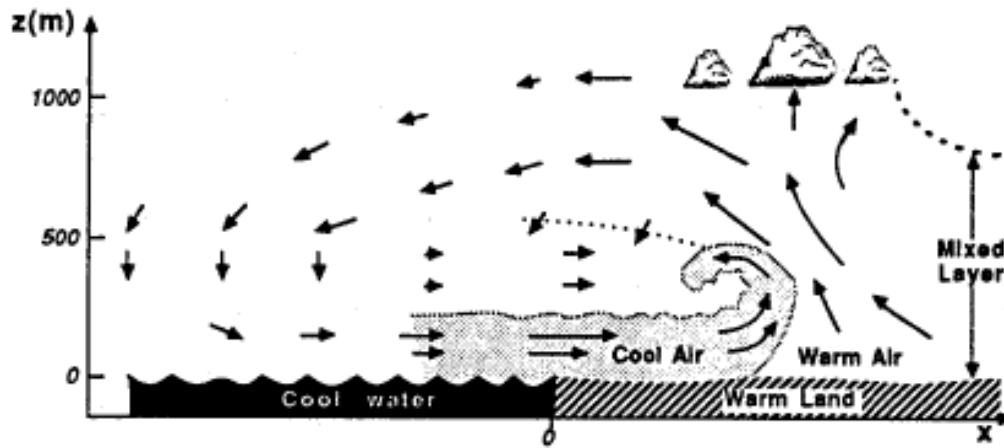
$$U(\delta) = \frac{u_2}{k} \ln \left(\frac{\delta}{z_{02}} \right) \quad \delta(x=0) = z_{02}$$

$$\frac{\delta}{x} \left[\ln \left(\frac{\delta}{z_{02}} \right) - 1 \right] = B_1 k$$

vale per distanze x ridotte (poche centinaia di metri dalla discontinuità)

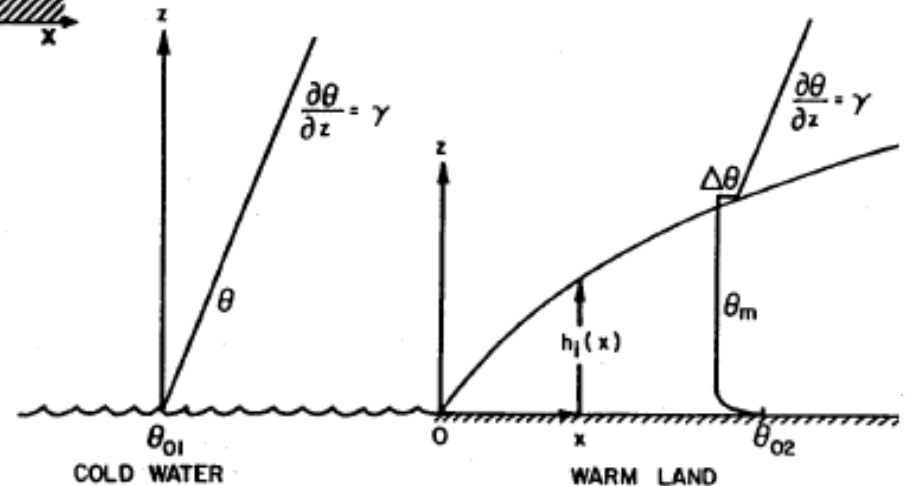
flusso di calore sensibile

caso tipico è ciò che avviene nelle zone costiere durante le ore diurne :
superficie marina più fredda in corrispondenza di terraferma più calda



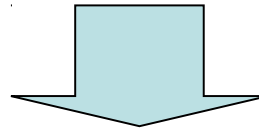
Brezza di mare :
 formazione del TIBL (**Thermal Internal Boundary Layer**)

- sopra la superficie marina il profilo di temperatura è relativo ad una situazione stabile;
- sulla terraferma il profilo indica una situazione convettiva

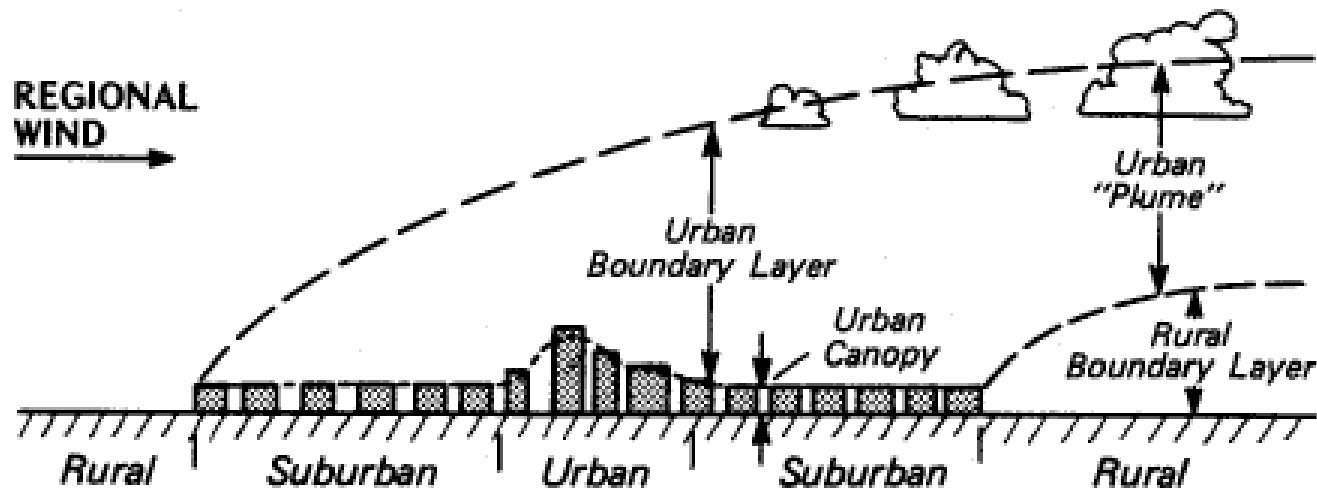


Processo di urbanizzazione

- alterazione del bilancio di energia, radiazione e trasferimento di massa;
- incremento della capacità termica del sistema (costruzioni);
- geometria delle costruzioni ed aumento della rugosità superficiale.



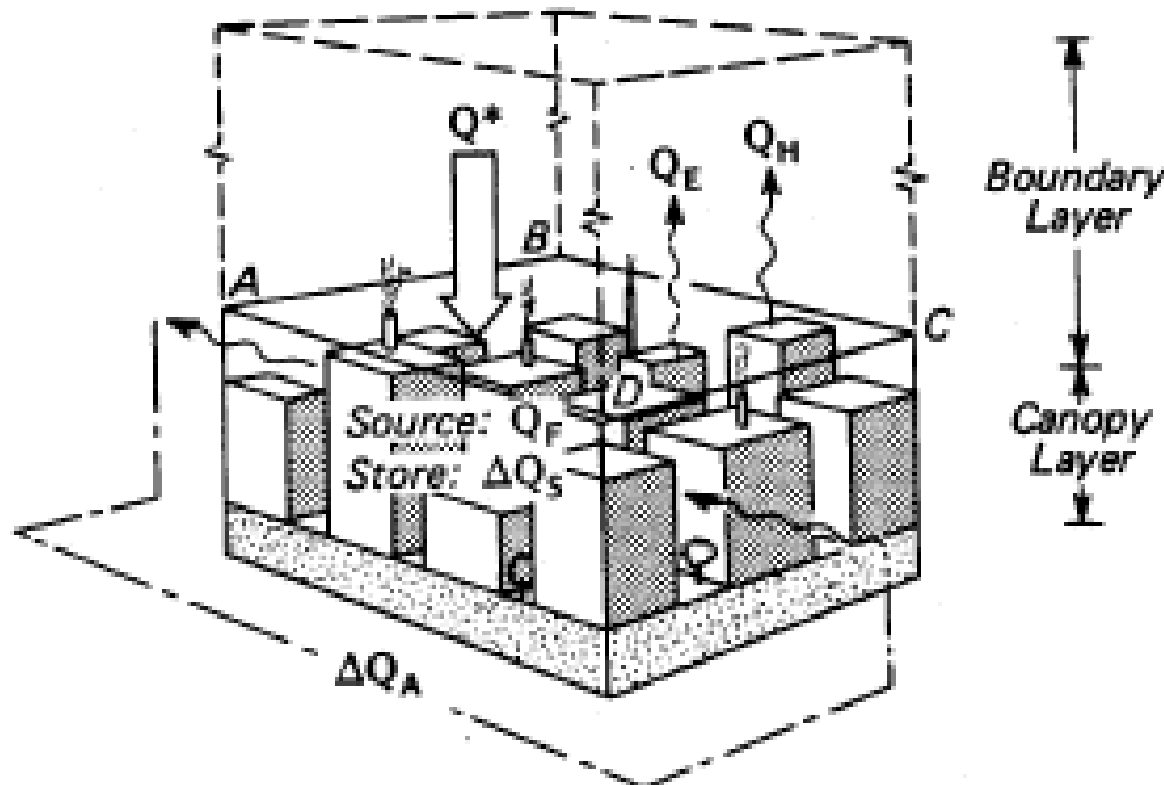
influenza sull'inquinamento atmosferico

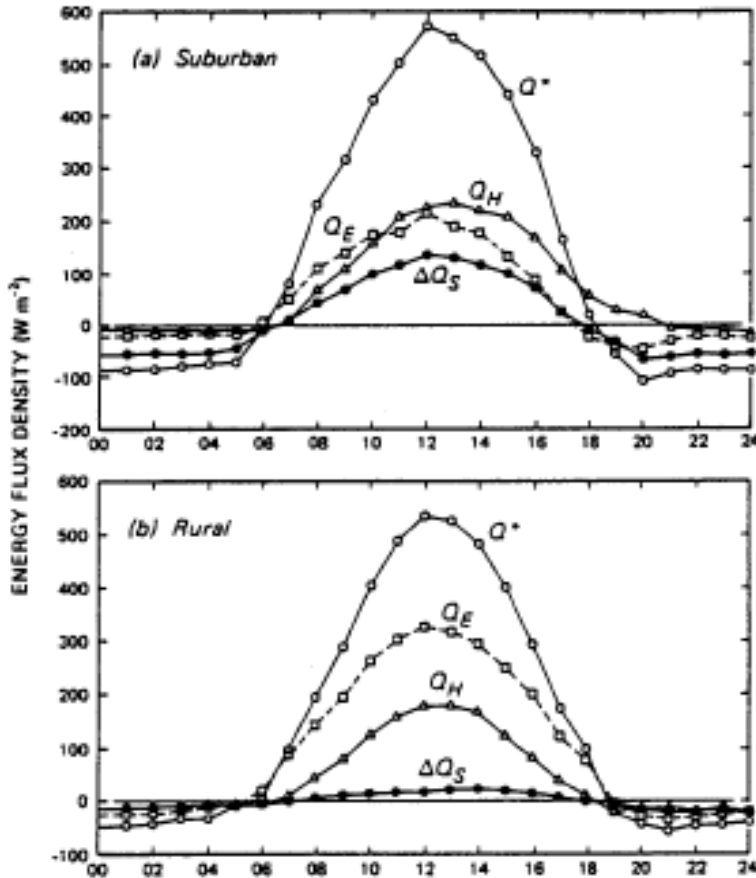


bilancio di energia

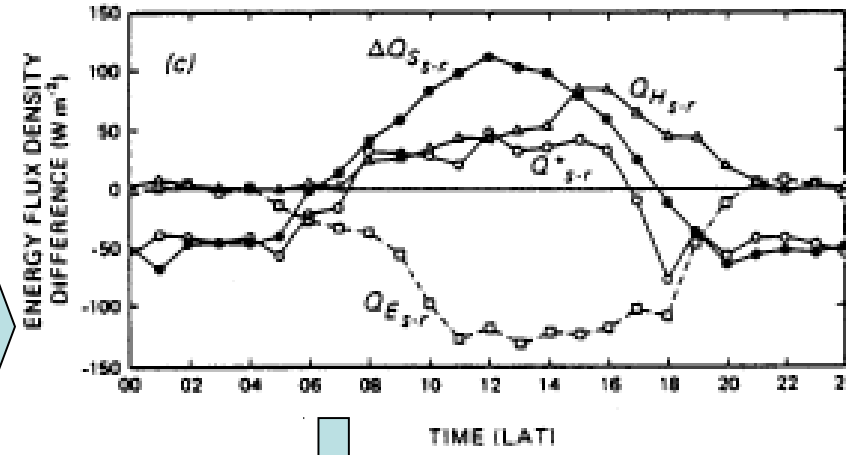
- Q^* – radiazione netta;
- Q_F – calore sviluppato entro il centro abitato;
- Q_H – flusso di calore sensibile;
- Q_E – flusso di calore latente;
- ΔQ_s – *storage* di calore delle costruzioni;
- ΔQ_A – calore trasportato per avvezione.

$$R_N + Q_F = H_0 + H_E + \Delta Q_S + \Delta Q_A$$





differenza (sub-rur)



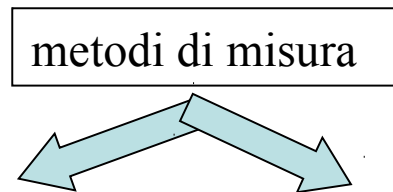
ore diurne

- $\Delta Q_E < 0;$
- $\Delta Q_H > 0;$
- $\Delta(\Delta Q_S) > 0.$

Q^* Radiazione Netta
 Q_H Flusso turbolento di calore sensibile
 Q_E Flusso turbolento di calore latente

caratteristiche aerodinamiche nei centri abitati

- sono completamente descritte dalla rugosità superficiale (z_0) e dall'altezza di spostamento (d) ma presentano criticità nella determinazione pratica perché dipendono dalla struttura urbana considerata;
- z_0 aumenta in funzione della densità degli edifici fino ad un massimo oltre il quale le masse d'aria 'sentono' una minore 'resistenza' (rugosità) che si oppone al moto;
- Il valore di d è legato, oltre che alla densità degli edifici, anche alla loro altezza;



- **metodo anemometrico** - misura entro l'UBL ma sopra la *canopy* (sopravento) ed i valori determinati 'contengono' informazioni sulla rugosità che la massa d'aria ha incontrato lungo il tragitto (fino al punto di misura).
- **metodo morfometrico** - misura basata direttamente sulle caratteristiche geometriche della città (misura locale della rugosità)

$z_0 \sim 0.5 \div 1.0 \text{m}$

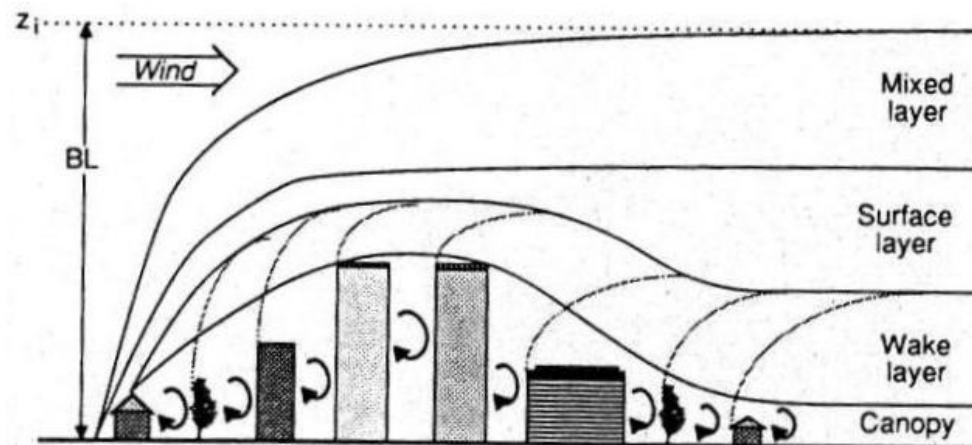
$d \sim 5 \div 20 \text{m}$

canopy urbana e canyon urbano

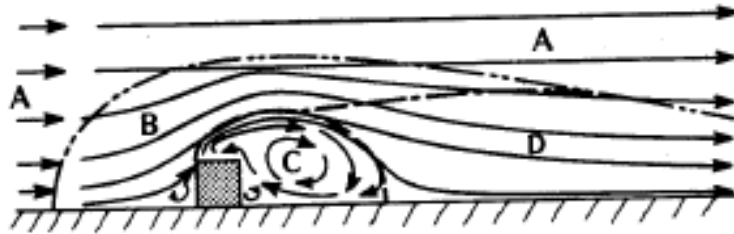
- l'insieme di edifici è in grado di influenzare le caratteristiche dinamiche e termiche delle masse d'aria all'interno di una zona urbanizzata;
- tali caratteristiche sono legate al numero, dimensioni e distanza degli edifici;

canopy urbana – porzione di atmosfera in cui le caratteristiche dinamiche e termiche dei parametri meteorologici sono influenzate dalla presenza di strutture urbane.

canyon urbano – zona, all'interno della canopy urbana, in cui vengono intrappolate masse d'aria.

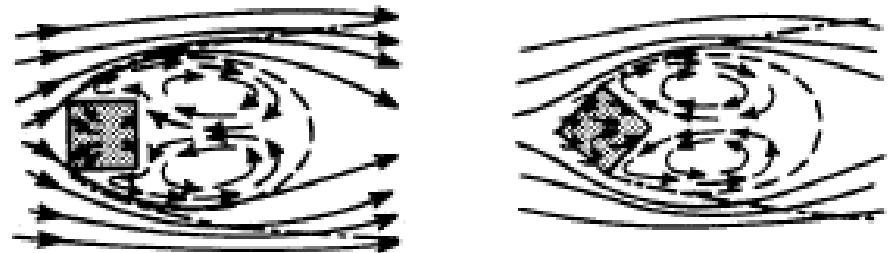


perturbazione di un ostacolo sulle linee di flusso

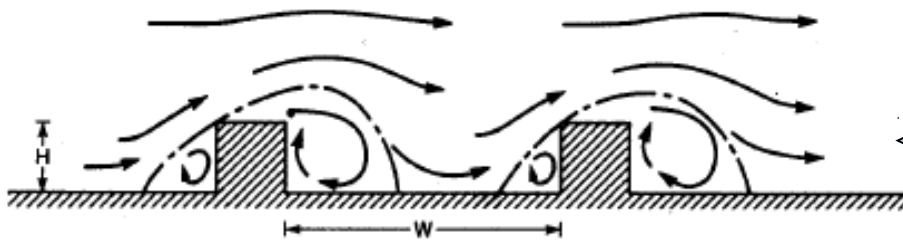


vortici sottovento provocati da un ostacolo

sezione orizzontale dei vortici sottovento



i vortici provocano la formazione di zone di stagnazione degli inquinanti atmosferici che vengono liberati in superficie.

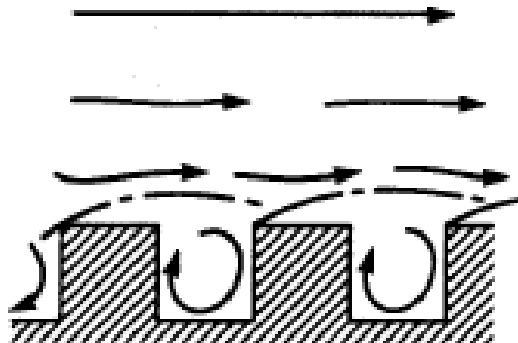
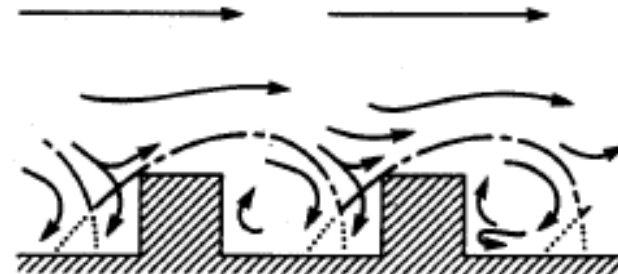


normale vortice sottovento

$$\frac{H}{W} < 0.4$$

interferenza tra gli edifici

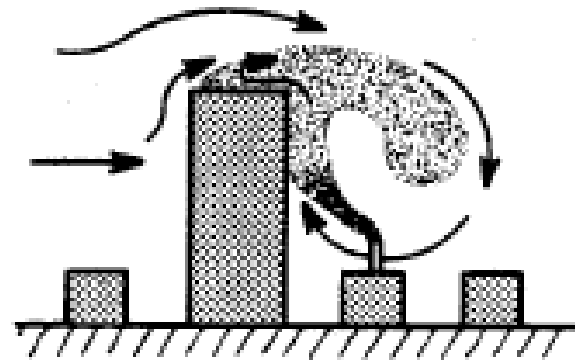
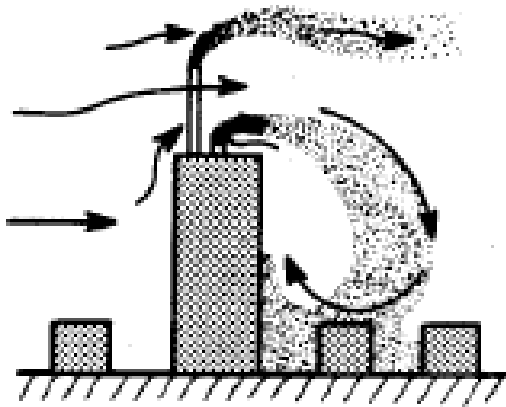
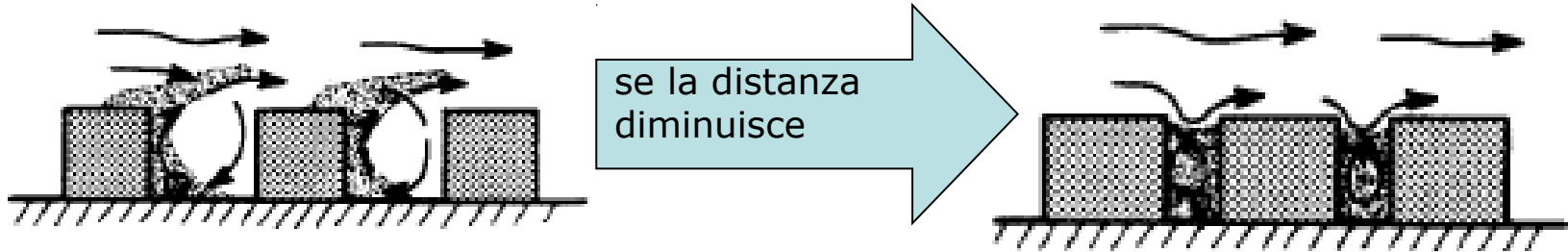
$$\frac{H}{W} < 0.7$$



canyon urbano: porzione di aria disaccoppiata dalla aria sovrastante (*entrainment*)

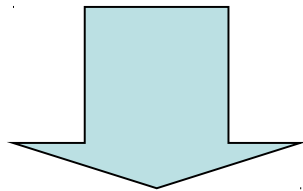
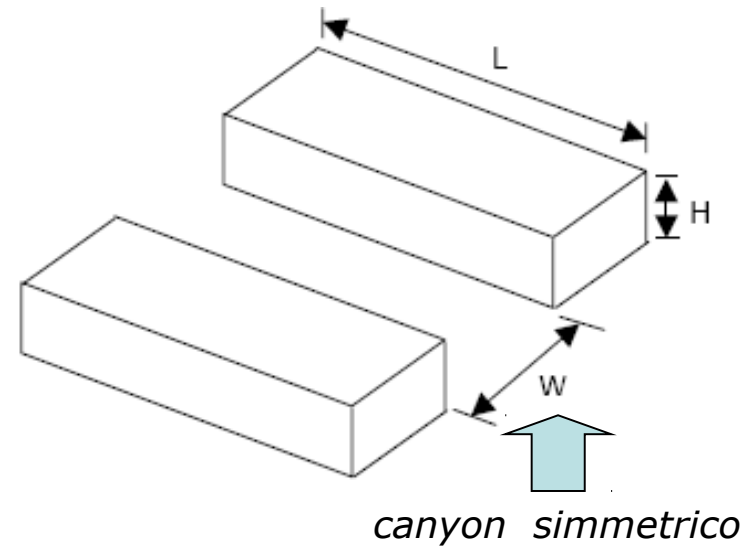
$$\frac{H}{W} > 0.7$$

incidenza delle perturbazioni dovute alla presenza di ostacoli sull'inquinamento atmosferico : *canyon urbano*



I parametri necessari per caratterizzare un *canyon urbano* sono:

- altezza media degli edifici (H)
- dimensione trasversale (W)
- dimensione longitudinale (L)



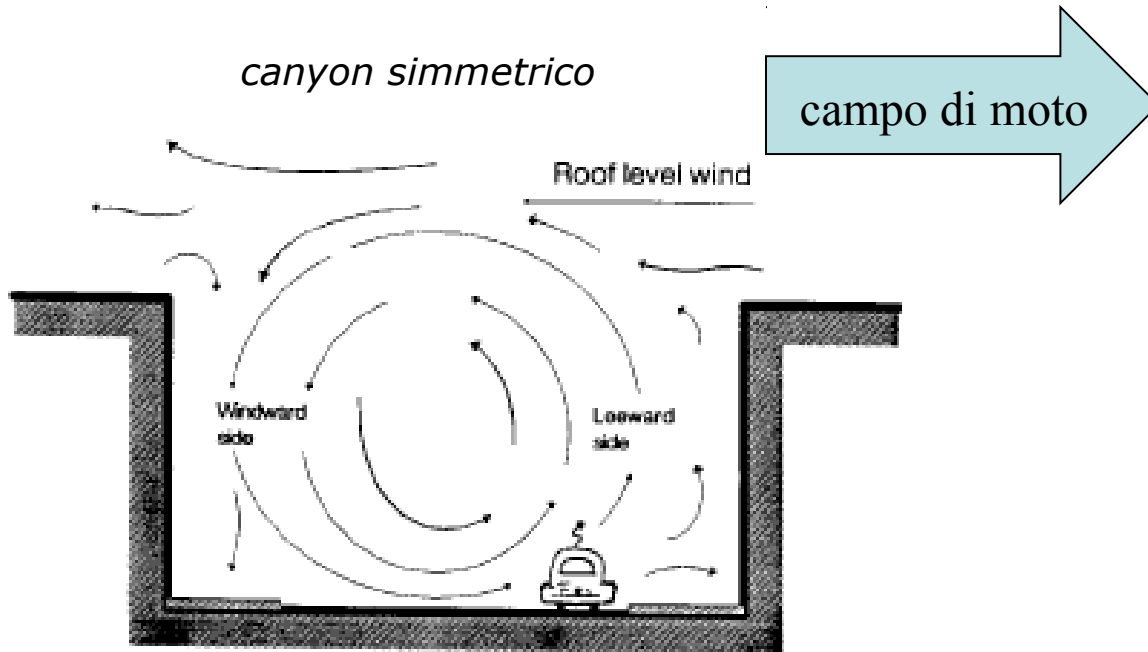
- fattore di forma del canyon -

$$\frac{WH}{LH}$$

- fattore di forma degli edifici -

$$\frac{LH}{WH}$$

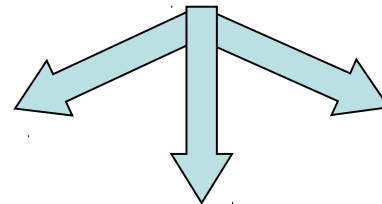
- $L/H = 1 \rightarrow$ *canyon regolare*;
- $L/H \geq 2 \rightarrow$ *canyon profondo*;
- $L/H \cong 3 \rightarrow$ *canyon corto*;
- $L/H \cong 5 \rightarrow$ *canyon medio*;
- $L/H \cong 7 \rightarrow$ *canyon lungo*;



- geometria del canyon;
- velocità del vento sopra gli edifici;
- direzione del vento;
- bilancio energetico all'interno del canyon.

l'angolo formato tra la direzione del vento e l'asse del *canyon* è un fattore in grado di condizionare la dinamica all'interno del *canyon* stesso

vento perpendicolare all'asse del *canyon*



vento obliquo all'asse del *canyon*

vento parallelo all'asse del *canyon*

vento perpendicolare all'asse del *canyon urbano*

isolated roughness flow - $W/H > 2.5$

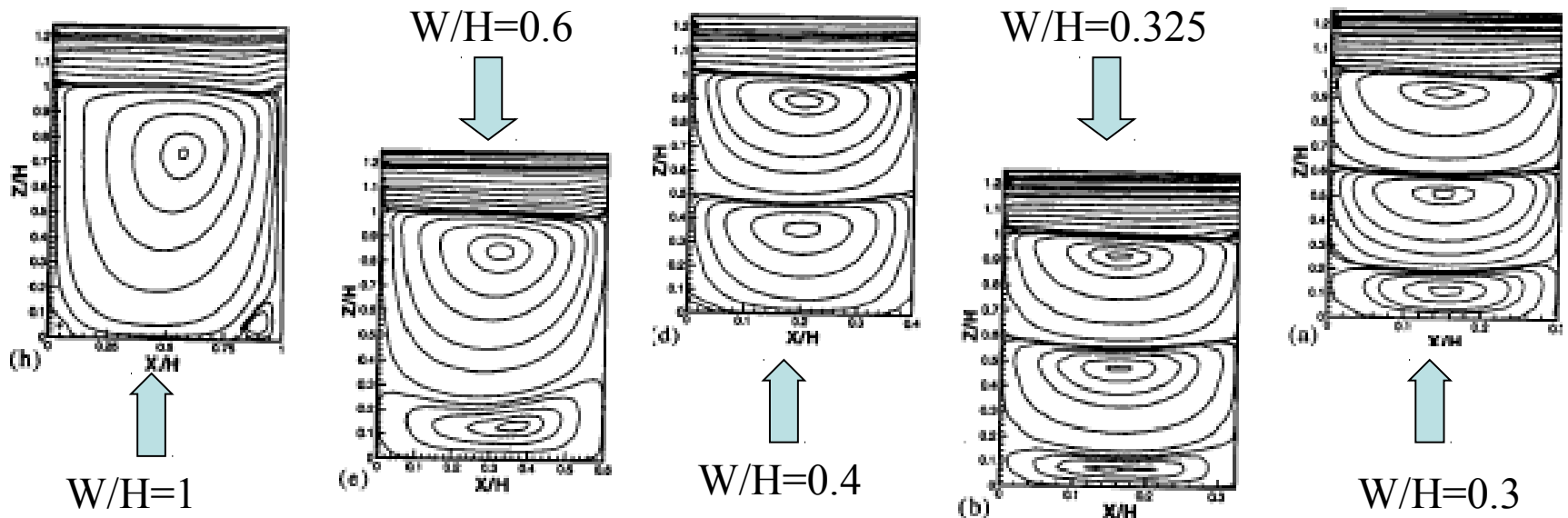
ostacoli distanti che agiscono come elementi di rugosità senza creare interferenze nel flusso.

wake interference flow - $1.538 < W/H < 2.5$

ostacoli non troppo distanti che creano interferenze nel flusso.

skimming flow - $W/H < 1.538$

ostacoli molto vicini → moto d'aria interno indipendente dal flusso esterno

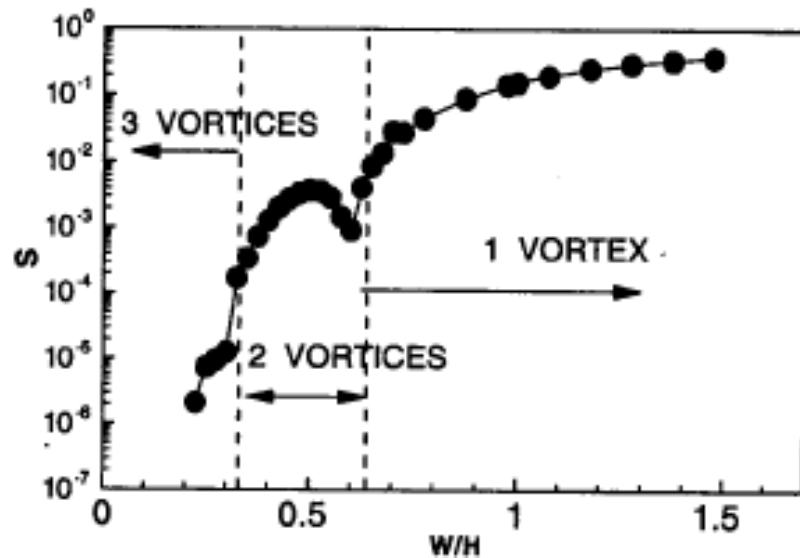
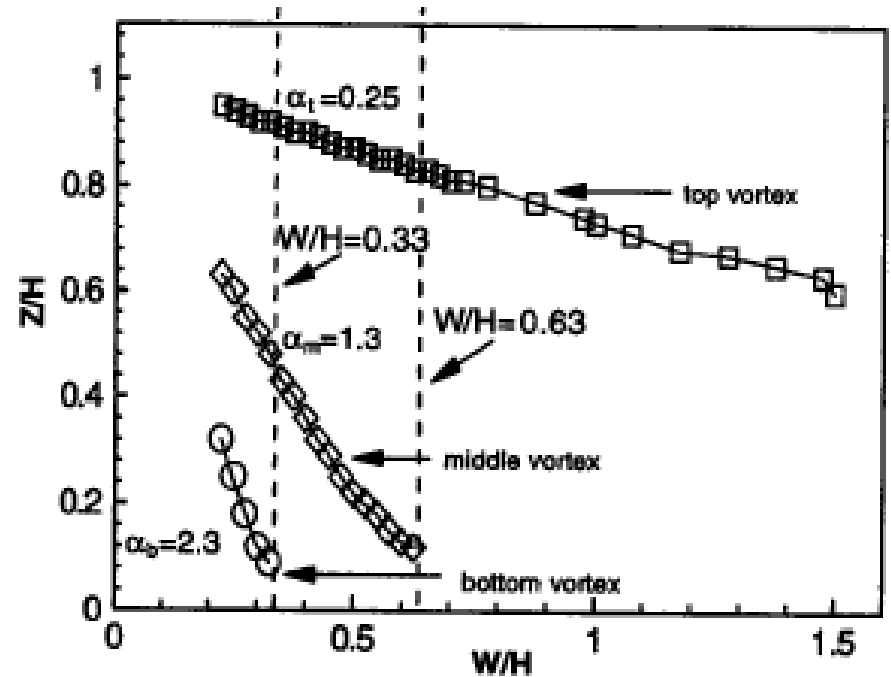


posizione del centroide del vortice:
superiore (z_t), mediano (z_m), inferiore (z_b).

$$z_t/H = -\alpha_t (W/H) \quad \alpha_t = 0.25$$

$$z_m/H = -\alpha_m (W/H) \quad \alpha_m = 1.3$$

$$z_b/H = -\alpha_b (W/H) \quad \alpha_b = 2.3$$

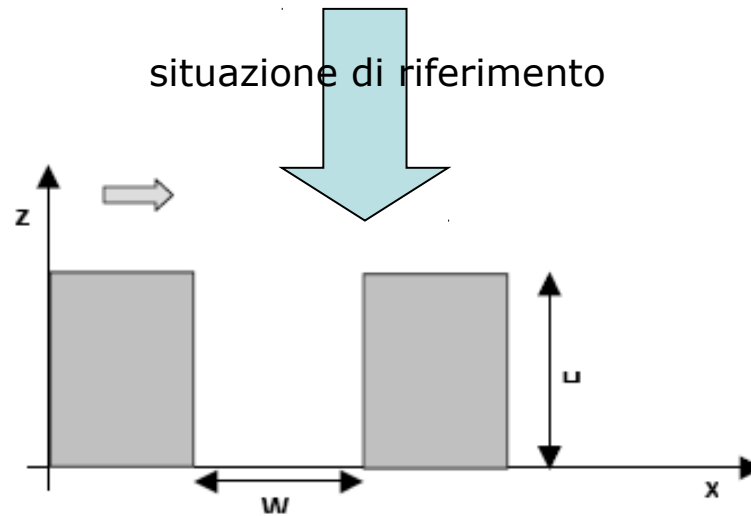


Fattore di riduzione della velocità del vento: $S = U_p / U_h$

- U_p – velocità nel fondo del canyon;
- U_h – velocità sulla sommità del canyon

- 2 o 3 vortici → regime disaccoppiato;
- 1 vortice → regime debolmente accoppiato

L'ipotesi che il vento sopra gli ostacoli sia perpendicolare all'asse del canyon è una condizione per studiare, per via numerica, la dinamica all'interno di un canyon urbano mediante l'utilizzo di modelli fluidodinamici.



conservazione
quantità di moto

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + W \frac{\partial U}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial U}{\partial z} \right)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} + U \frac{\partial W}{\partial x} + W \frac{\partial W}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial z} + g \frac{\theta - \theta_n}{\theta_n} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial W}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial W}{\partial z} \right)$$

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0$$

← equazione di continuità

$$K_m = C_\mu E / \varepsilon$$

$$\frac{\partial E}{\partial t} + U \frac{\partial E}{\partial x} + W \frac{\partial E}{\partial z} = K_m \cdot \left\{ 2 \left[\left(\frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial W}{\partial z} \right)^2 \right] + \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial W}{\partial z} \right)^2 \right\} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{K_m}{\sigma_k} \cdot \frac{\partial E}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{K_m}{\sigma_k} \cdot \frac{\partial E}{\partial z} \right) - \varepsilon$$

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} + U \frac{\partial \varepsilon}{\partial x} + W \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} = C_{\varepsilon 1} \frac{\varepsilon}{E} K_m \cdot \left\{ 2 \left[\left(\frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial W}{\partial z} \right)^2 \right] + \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial W}{\partial z} \right)^2 \right\} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{K_m}{\sigma_\varepsilon} \cdot \frac{\partial \varepsilon}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{K_m}{\sigma_\varepsilon} \cdot \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} \right) - C_{\varepsilon 2} \frac{\varepsilon^2}{E}$$

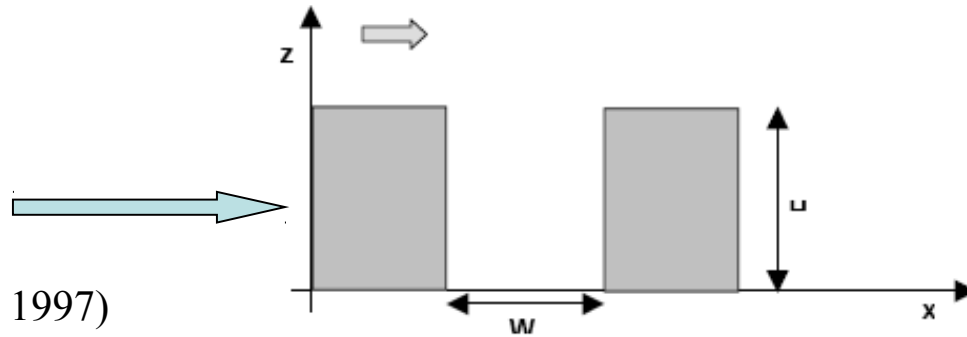
{}

- Il modello fluidodinamico non 'contiene' la forzante termica (vale in condizioni adiabatiche)introdurre tale fattore equivale a introdurre nel modello la seguente relazione:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + U \frac{\partial \theta}{\partial x} + W \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_\theta \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_\theta \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + S_\theta$$

la soluzione del sistema presenta notevoli complicazioni dal punto di vista pratico.

- in condizioni stazionarie
- sistema di riferimento



(Berkowicz, 1997)

$$\begin{aligned}
 -U \frac{\partial U}{\partial x} - W \frac{\partial U}{\partial z} + K_m \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} \right) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} &= 0 \\
 -U \frac{\partial W}{\partial x} - W \frac{\partial W}{\partial z} + K_m \left(\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} \right) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} &= 0
 \end{aligned}$$

$$\omega = \frac{\partial U}{\partial z} - \frac{\partial W}{\partial x}$$

vorticità

per differenza

$$-U \frac{\partial \omega}{\partial x} - W \frac{\partial \omega}{\partial z} + K_m \left(\frac{\partial^2 \omega}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \omega}{\partial z^2} \right) = 0 \implies \omega = \omega_0 [\exp(Ky) + \beta \cdot \exp(-Ky)] \cdot \sin(Kx)$$

(Hotchiss e Harlow, 1973)

$$U = \frac{u_0}{1 - \beta} \cdot \{ \exp(Ky) \cdot (1 + Ky) - \beta \cdot (1 - Ky) / \exp(Ky) \} \cdot \sin(Kx)$$

$$W = -u_0 Ky \cdot \frac{(\exp(Ky) - \beta \cdot \exp(-Ky))}{1 - \beta} \cdot \cos(Kx)$$

{ }

- u_0 - velocità media sopra il canyon;
- $K = \pi/W$;
- $\beta = \exp(-2KH)$;
- $y = z - H$.

la limitazione maggiore del modello appena descritto risiede nel fatto che non descrive lo scambio di massa tra l'esterno e l'interno del canyon.

vento parallelo all'asse del *canyon urbano*

- flusso lungo la direzione del vento e perturbato (attrito) lungo le pareti che del canyon;
- Profilo logaritmico (Yamartino e Wiegand, 1986)

$$V(z) = v_r \cdot \ln\left(\frac{z+z_0}{z_0}\right) / \ln\left(\frac{z_r+z_0}{z_0}\right)$$

z_0 – rugosità superficiale, v_r – velocità parallela al canyon alla quota z_r

vento obliquo rispetto all'asse del *canyon urbano*

- flusso a spirale del vento composto da:

$$U = A \cdot \cos \vartheta$$

$$V = A \cdot \sin \vartheta$$

{ }

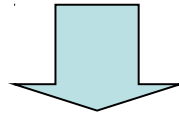
U – componente perpendicolare al canyon;

V – componente lungo l'asse del canyon;

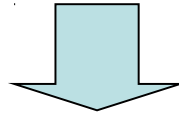
ϑ – angolo tra direzione del vento e l'asse del canyon.

Isola di calore

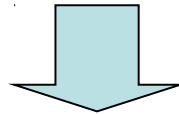
La canopy urbana (involuppo degli ostacoli) influisce anche sul bilancio di energia e di radiazione.



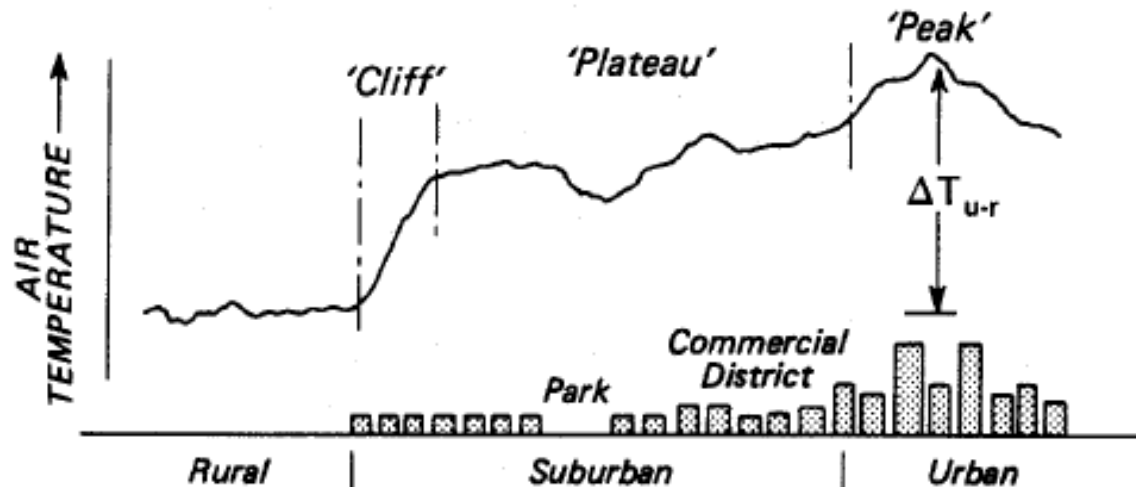
trappola di calore

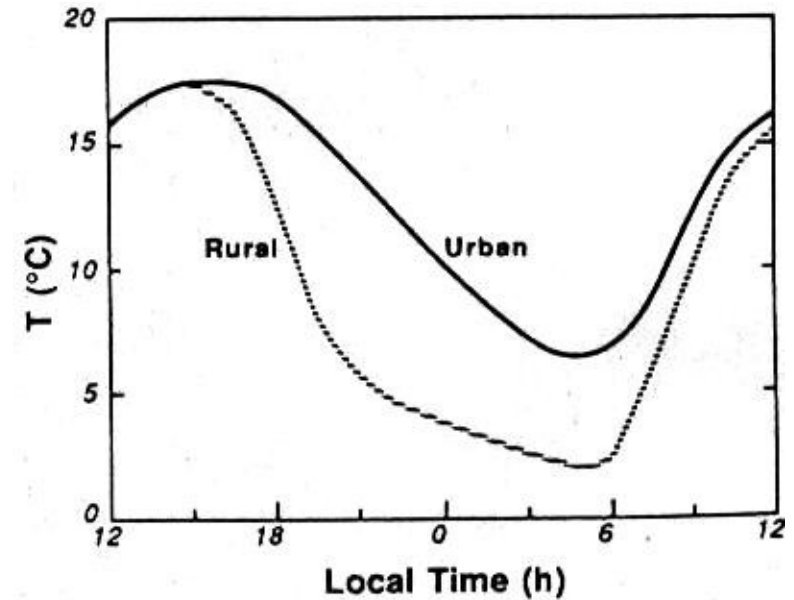
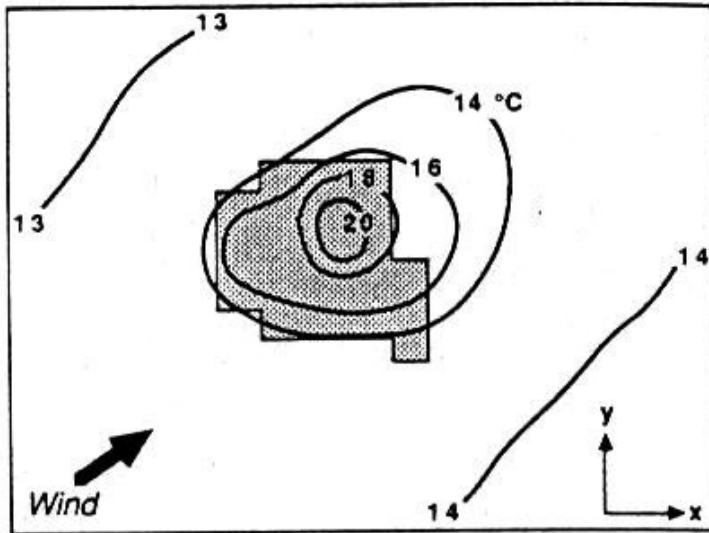


le masse d'aria all'interno della canopy urbana si trova a temperatura maggiore rispetto alle aree rurali vicine



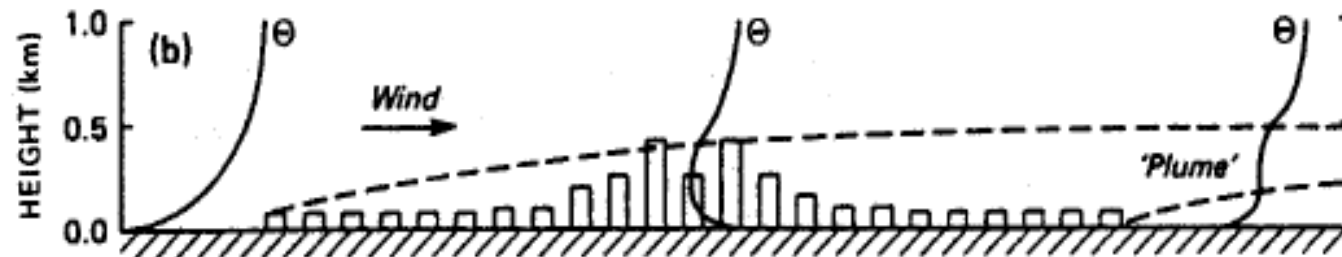
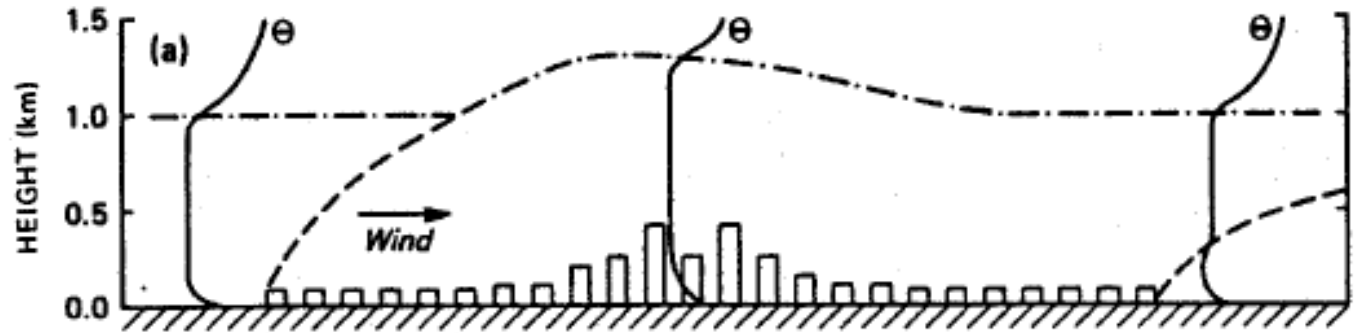
$$\Delta T_{u-r} = T_{urbano} - T_{rurale}$$





Il gradiente maggiore di temperatura tra le aree urbanizzate e rurali si osserva durante le ore notturne

ore diurne



ore notturne

Bibliografia Essenziale

R. Sozzi, T. Georgiadis, M. Valentini (2002): Introduzione alla turbolenza atmosferica (ed. Pitagora)

Approfondimenti:

R.B. Stull (1988): An Introduction to Boundary Layer Meteorology (ed. Kluwer)

Blackadar (1997): Turbulence and Diffusion in the Atmosphere-Lectures in Environmental Sciences (ed. Springer)

J.R. Garratt (1992): The atmospheric boundary layer (Cambridge University Press)

Z. Sorbjan (1989): Structure of the atmospheric boundary layer (Prentice Hall)

H. Panofsky, J. Dutton: Atmospheric turbulence (L. Waley&Sons)