



***Meteorologia e Micrometeorologia
per l'inquinamento atmosferico
2011***

Parte 11

**Modelli Diagnostici
e
Processori Meteorologici**

*dott. Roberto Sozzi
dott. Andrea Bolignano*

Modello Numerico del PBL

Molte *applicazioni pratiche* (es. simulazione della dispersione degli inquinanti in aria, previsioni meteorologiche) richiedono



***la conoscenza, nello spazio e nel tempo,
delle principali caratteristiche del PBL.***

Il tipo ed il numero delle variabili micrometeorologiche richieste dalle varie applicazioni pratiche può essere il più vario e va da una descrizione dettagliatissima del PBL e degli strati nuvolosi (per i modelli di simulazione della dispersione degli inquinanti di tipo fotochimico) ad una descrizione molto più sommaria per modelli di simulazione di screening.

Ci sono **tre modi** per risolvere questo problema:

⇒ si può utilizzare il **modello fluidodinamico numerico del PBL** basato sulle **leggi prognostiche** di conservazione (*prognostico = capace di stimare la variazione temporale di una variabile oltre che la relativa variazione spaziale*). Di questo tipo di modello si è trattato finora.

⇒ si può impiegare una *base teorica più semplice* (di **tipo diagnostico**) fondata prevalentemente sulle **misure sperimentali** disponibili, rinunciando però alla previsione della loro variabilità nel tempo e lavorando quindi per stati quasi stazionari

⇒ si possono usare **solo le misure sperimentali** quando il problema è prevalentemente locale ed i modelli (es. di dispersione degli inquinanti in aria impiegati sono stazionari semplici.

e

1. Alcuni Modelli prognostici disponibili

- **RAMS** (Regional Atmospheric Modeling System) sviluppato da Colorado State University;
- **HOTMAC** (Higher Order Turbulence Model for Atmospheric Circulation) sviluppato da YSA Corporation (Santa Fe , New Mexico);
- **ARPS** (Advanced Regional Prediction System) sviluppato dal Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS), University of Oklahoma.

La disponibilità di uno di questi modelli non garantisce automaticamente la capacità di ricostruire le variabili di interesse:

⇒ **richiedono condizioni iniziali ed al contorno nel dominio di calcolo e la determinazione di ciò richiede un lavoro non semplice e la disponibilità di misure e di previsioni a scala globale;**

⇒ **questi modelli non sono (e non possono essere) *user-friendly* e richiedono specialisti per la loro gestione.**

2. Modello diagnostico del PBL.

E' un modello molto meno complesso che :

- ⇒ si **basa** prevalentemente sulle **misure sperimentali** ottenute al tempo in cui si richiede di ricostruire i campi meteorologici di interesse;
- ⇒ considera la variazione nel tempo del fenomeno meteorologico come una **successione di stati quasi-stazionari**;
- ⇒ utilizza **relazioni fisiche semplici**, (normalmente la legge di conservazione della massa e le relazioni di similarità).

Il modello è decisamente più semplice di quello prognostico, **ma la sua realistica dipende completamente dalla bontà delle misure su cui si basa.**

Informazioni del PBL che è necessario ottenere dal modello

⇒ Distribuzione al suolo (Campo 2D):

Radiazione Netta, cioè la disponibilità energetica esistente all'interfaccia aria suolo;

Flusso di calore nel suolo, cioè la porzione di energia disponibile catturata dal suolo e trasmessa alla vegetazione;

Friction velocity, cioè la forzante meccanica della turbolenza dell'intero *PBL*;

Flusso turbolento di calore sensibile, cioè la forzante convettiva della turbolenza del *PBL*;

Flusso turbolento di calore latente, cioè l'entità dell'evapotraspirazione, termine che costituisce il *link* con il bilancio idrico superficiale.

⇒ Distribuzione spaziale (Campo 3D):

Il campo vettoriale medio del vento, cioè il campo delle tre componenti medie del moto dell'aria;

Il campo della temperatura (potenziale) media dell'aria;

Il campo dell'umidità media dell'aria;

Il campo della deviazione standard delle componenti del vento (longitudinale, trasversale e verticale) σ_u , σ_v e σ_w ;

..... ed anche

- la deviazione standard della temperatura potenziale;
- l'Energia Cinetica Turbolenta,
- la dissipazione dell'energia cinetica turbolenta,
- i Tempi Euleriani e Lagrangiani di scala.

Dal punto di vista logico ed operativo, un modello diagnostico può essere visto scomposto in due parti distinte



Sistema 2D: la sua funzione è quella di ricostruire i principali campi meteorologici e micrometeorologici bidimensionali in prossimità del suolo. Come detto, questi campi in genere sono le forzanti principali del sistema.

⇒ Ricostruzione della meteorologia finalizzata a problemi che non richiedono dettagli verticali (es. valutazione della distribuzione presso il suolo, in situazioni orograficamente poco critiche, delle variabili meteo e micrometeo)

⇒ Fase preliminare di una ricostruzione 3D



Dal punto di vista logico ed operativo, un modello diagnostico può essere visto scomposto in due parti distinte

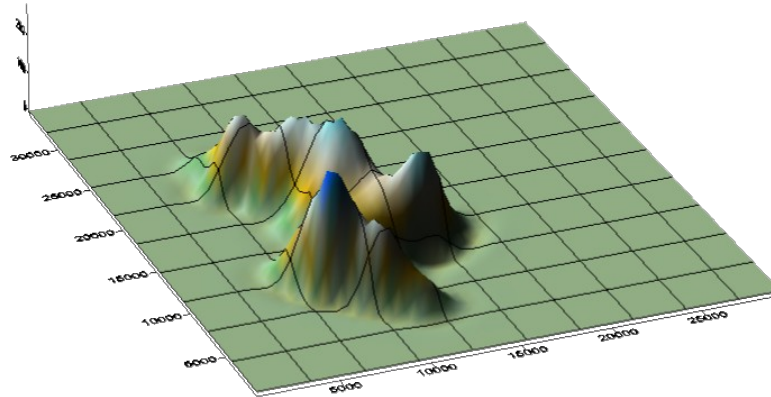


Sistema 3D: la sua funzione è la ricostruzione tridimensionale del campo vettoriale del vento e delle principali variabili scalari (medie e parametri caratteristici della turbolenza del PBL)

- ⇒ Ricostruzione *a posteriori* di campi meteo e micrometeo per la valutazione d'impatto di azioni di pianificazione (es. Stato Qualità dell'Aria per alterazione dello scenario emissivo)
- ⇒ Ricostruzione *real-time* (**analisi**) di situazione meteo e micrometeo rilevate da una rete di misura di media dimensione (regionale e/o subregionale)
- ⇒ Aumento risoluzione locale delle previsioni numeriche a grande scala

Sistema_2D – Dominio di Calcolo

Porzione bidimensionale di spazio di forma rettangolare e di grande dimensione (es. 50 km x 100 km) suddivisa in celle rettangolari di dimensioni inferiori (es. 500 m x 500 m)



Cella del dominio: entità elementare strutturalmente omogenea caratterizzata da:

- un unico valore per le variabili statiche (rugosità, proprietà ottiche e termiche),
- un unico valore per variabili meteo e micrometeo.

Sistema_2D



ricostruisce tutte le variabili di interesse in ogni cella del dominio



Campo 2D di una variabile = insieme di tutti i valori che la variabile assume in corrispondenza di ogni cella del dominio



Conoscenza di tipo discreto

Inferiore è la dimensione della cella (maggiore è il numero di celle), più dettagliata è la ricostruzione di un dato campo meteo

Logica operativa seguita dal Sistema_2D

Presuppone **la conoscenza** in un numero finito M di punti del dominio di:

- velocità e direzione del vento medio entro il S.L.
- temperatura media dell'aria e della sua umidità relativa
- dati da cui sia possibile ottenere un'informazione della frazione di cielo coperto

Realizza una ricostruzione fisicamente congruente del campo di vento prossimo alla superficie terrestre

Realizza un'*interpolazione conservativa* della temperatura e dell'umidità dell'aria

Realizza un'interpolazione della frazione di cielo coperto.

Ogni cella (i,j) possiede un valore di temperatura, umidità, frazione di cielo coperto, velocità e direzione del vento oltre ad essere caratterizzata da valori propri di z_{0ij} , quota e gradienti orografici medi, coefficiente di albedo e, dall'analisi dell'orografia, è possibile stabilire se la cella è di mare o di terraferma.

Il Sistema_2D lavora considerando una cella alla volta e per ciascuna cella stima:

- La radiazione solare globale,
- La radiazione netta ed il flusso di calore nel suolo
- Il flusso turbolento di calore sensibile e latente
- La velocità di frizione
- La lunghezza di Monin-Obukhov
- L'estensione verticale del PBL e la velocità convettiva di scala

Ricostruzione del campo di vento in prossimità del suolo.

Il Sistema_2D può impiegare un **algoritmo approssimato** che:

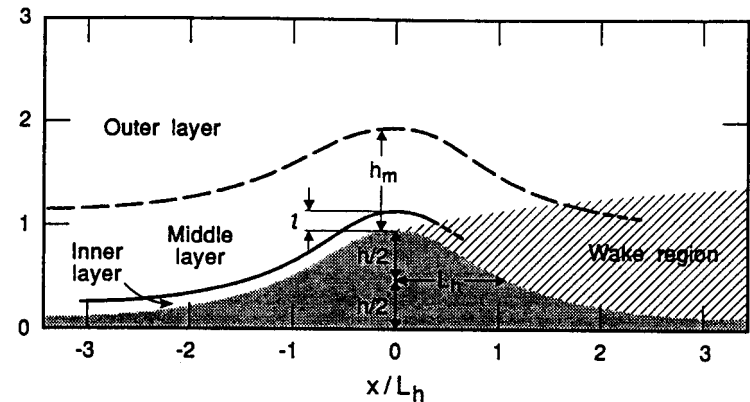
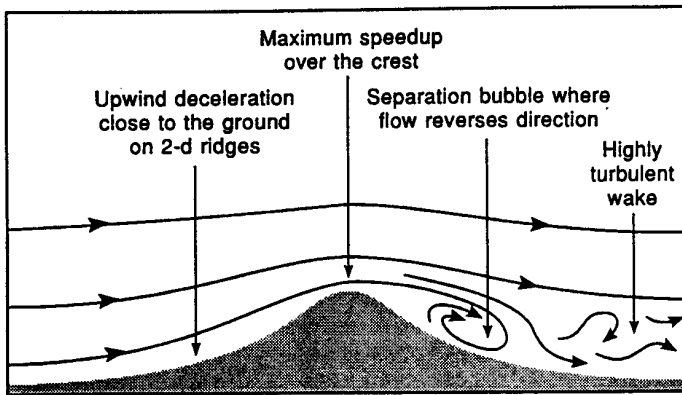
1. Tiene conto delle variazioni della rugosità superficiale presenti nel dominio di calcolo
2. Tiene conto dell'orografia presente nel dominio di calcolo
3. Rispetta, almeno in prima approssimazione, la legge di conservazione della massa, imponendo la divergenza nulla del campo di vento entro lo strato di PBL più vicino al suolo



Dettagli

Ricostruzione Campo di Vento nel S.L. *Effetti Orografici*

Obiettivo \Rightarrow ricostruzione campo di vento 2D terrain-following corrispondente all'*inner layer*



Necessaria una stima dell'estensione verticale dell'*inner layer* l .

Stima dell'estensione verticale dell'inner layer

$$\frac{1}{L_h} \cdot \ln\left(\frac{l}{z_0}\right) = 2k^2$$

Ipotesi di lavoro:

Rugosità superficiale z_0 = valore medio di dominio

Lunghezza caratteristica delle strutture orografiche L_h legata alla quota orografica massima e minima di dominio dalla relazione seguente

$$L_h = 2 \cdot (h_{\max} - h_{\min})$$

Fluido incompressibile



Divergenza nulla del vettore vento

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

Ciò deve essere vero anche entro l'inner layer (uno strato terrain-following di spessore l suddiviso in celle regolari).

Introducendo le grandezze medie di cella:

$$\bar{U}_{i,j} = \frac{1}{\Delta z} \cdot \int_{z_1}^{z_2} U \cdot dz$$

$$\bar{V}_{i,j} = \frac{1}{\Delta z} \cdot \int_{z_1}^{z_2} V \cdot dz$$

$$\bar{\Omega}_{i,j} = \frac{W(z_2) - W(z_1)}{\Delta z}$$

In ogni cella dello strato considerato il **bilancio di massa** diventa:

$$\frac{\partial \bar{U}_{i,j}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{V}_{i,j}}{\partial y} = -\Omega_{i,j}$$

Introducendo la **Funzione Potenziale Bidimensionale** definita come:

$$\bar{U}_{i,j} = \frac{\partial \Phi_{i,j}}{\partial x} \qquad \bar{V}_{i,j} = \frac{\partial \Phi_{i,j}}{\partial y}$$

l'equazione di conservazione della massa si riduce all'Equazione di Poisson seguente:

$$\frac{\partial^2 \Phi_{i,j}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi_{i,j}}{\partial y^2} = -\Omega_{i,j}$$

In **ogni cella** dello strato considerato, essa si riduce a:

$$\frac{\partial^2 \Phi_{i,j}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi_{i,j}}{\partial y^2} = \frac{1}{l} \left[U_{i,j} \frac{\partial h_{i,j}}{\partial x} + V_{i,j} \frac{\partial h_{i,j}}{\partial y} \right]$$

⇒ questa equazione differenziale vale per ogni cella del dominio

⇒ per ottenere il potenziale Φ questa equazione differenziale va risolta (numericamente) in corrispondenza ad ogni cella

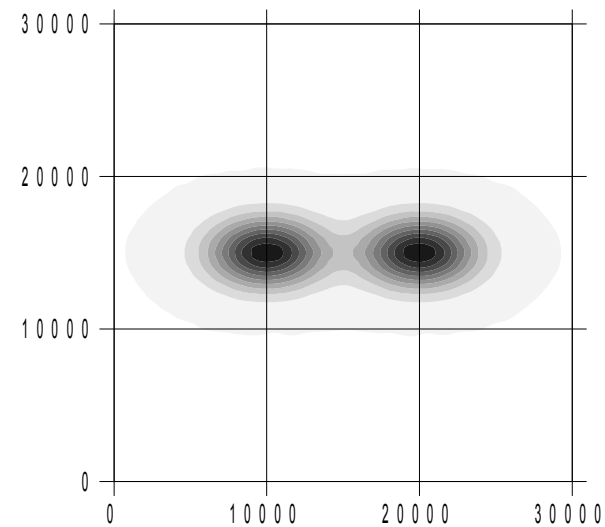
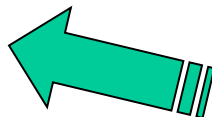
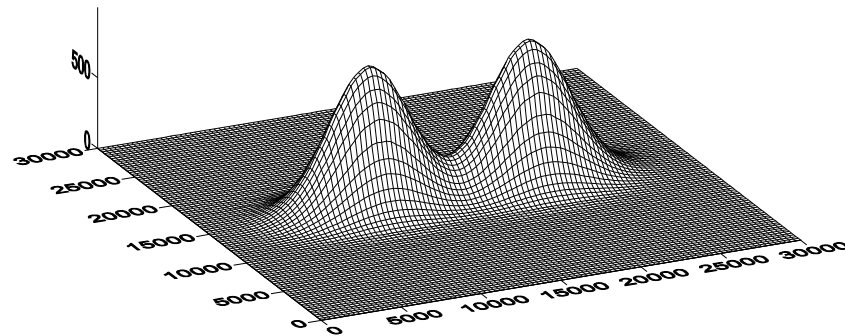
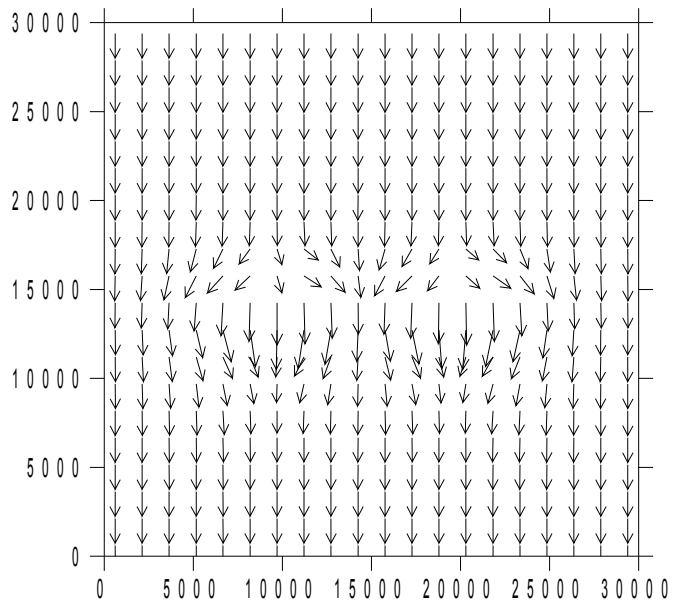
Metodo numerico iterativo SOR

$$\Phi_{ij}^{k+1} = (1-R) \cdot \Phi_{ij}^k + \frac{R}{2 \left(1 + \frac{\Delta x^2}{\Delta y^2} \right)} \cdot D$$

$$D = \Phi_{i+1,j}^k + \Phi_{i-1,j}^k + \left(\frac{\Delta x}{\Delta y} \right)^2 \cdot (\Phi_{i,j+1}^k + \Phi_{i,j-1}^k) - \Delta x^2 \cdot G_{i,j}$$

$$G_{i,j} = \frac{1}{l} \left[U_{i,j} \frac{\partial h_{i,j}}{\partial x} + V_{i,j} \frac{\partial h_{i,j}}{\partial y} \right]$$

R=1.6= coefficiente di overrelaxation



Postazione	X (m)	Y (m)	Vel (m·s ⁻¹)	Dir (°)
1	0	20000	3.	0.
2	15000	0	3.	0.
3	15000	30000	3.	0.
4	30000	12000	3.	0.

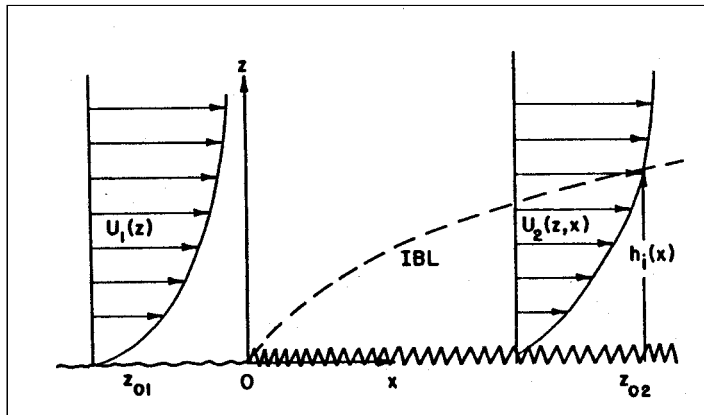
Ricostruzione Campo di Vento nel S.L.

Effetti di rugosità

La rugosità (z_0) spesso varia, anche rapidamente, da cella a cella.



Sviluppo di **Internal Boundary Layer (IBL)** il cui spessore varia con la distanza sottovento alla discontinuità come:



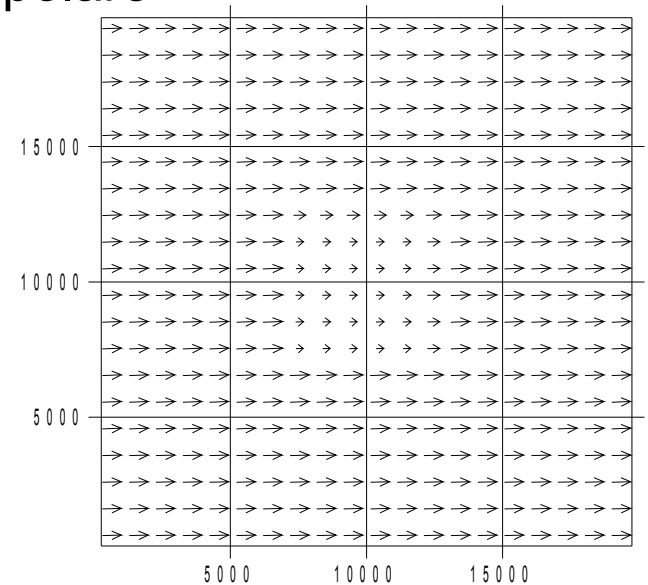
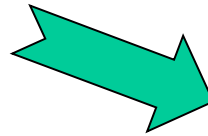
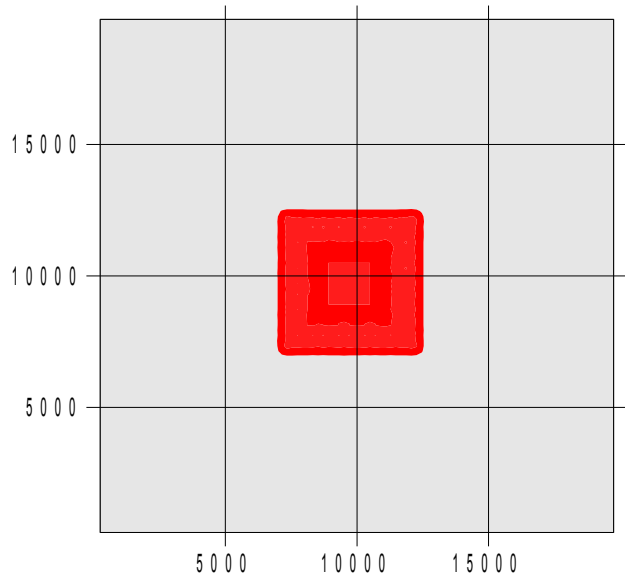
$$\frac{\delta}{z_{02}} = A \left(\frac{x}{z_{02}} \right)^{0.8}$$

$$A = 0.75 + 0.03 \cdot \ln \left(\frac{z_{01}}{z_{02}} \right)$$

Tralasciamo i dettagli

Esempio

- zona grigia ($z_0=0.05\text{m}$): banchisa polare
- zona rossa ($z_0=0.5\text{m}$) edifici di una base polare



Stazione meteorologica a (0,10000)

Vel = 3 m/s

Dir = 90°

Metodi per ricostruzione diagnostica di una variabile scalare C

Formulazione Generale

$$C(x, y) = \frac{\sum_{i=1}^M w_i \cdot c_i(x_i, y_i)}{\sum_{i=1}^M w_i}$$

Sono disponibili vari metodi per stabilire l'entità dei vari coefficienti peso w_i sulla base delle conoscenze disponibili.

1. Metodi Geostatistici
2. Optimal Interpolation
3. Metodi Geometrici

Dal punto di vista teorico sarebbe preferibile adottare il metodo 2 (Optimal Interpolation) o 1 (metodi Geostatistici).

Se però, come in questo caso, il sistema che si sta preparando deve essere messo a punto su uno specifico territorio, è meglio pensare all'impiego di un metodo geometrico che garantisce:

- Maggiore semplicità applicativa
- Minori conoscenze a priori della situazione in esame
- Maggiori garanzie di successo

Ricostruzione del campo di temperatura nei pressi del suolo

Problemi:

- ⇒ Il numero di punti di misura deve essere sufficientemente numeroso e disposto in modo tale da dar conto della maggior parte delle caratteristiche termiche del dominio
- ⇒ È necessario tener conto delle differenze di temperatura presenti nel dominio di calcolo.



Il metodo si articola come segue:

Ogni misura di temperatura viene trasformata nella corrispondente misura di temperatura potenziale

$$\theta(x_k, y_k) = T(x_k, y_k) + 0.0098 \cdot h_g$$

I valori di temperatura potenziale così ottenuti vengono interpolati con un metodo geometrico avente i pesi seguenti:

$$w_i = \left(1 + d_i^2 / R^2\right)^{-1}$$

$$d^2 = (x - x_i)^2 + (y - y_i)^2$$

$$R^2 = 0.25(\Delta x^2 + \Delta y^2)$$

Ogni valore di temperatura potenziale di cella viene convertito in temperatura normale, vista la conoscenza della quota orografica media di cella.

Questo vale per una cella terrestre.

Ogni **cella totalmente marina** avrà, invece, una temperatura prefissata dall'utente T_{sea}

Ogni cella che contiene una porzione di linea di costa (**cella costiera**) avrà come temperatura caratteristica il valore medio tra T_{sea} e la Temperatura T_{ij} che si otterrebbe dal metodo interpolativo precedente considerando tale cella totalmente sulla terraferma.

Ricostruzione campo di umidità dell'aria

Metodologia a tre passi:

1. Trasformazione dei valori di umidità relativa misurati nei punti di misura in *mixing ratio* (grandezza supposta conservativa)
2. Interpolazione dei valori di *mixing ratio* con un metodo identico a quello per l'interpolazione della temperatura potenziale
3. Trasformazione del campo 2D di *mixing ratio* nel desiderato campo 2D di umidità relativa.

Ricostruzione della frazione di cielo coperto

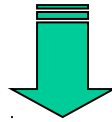
- giorno giuliano $jd \Rightarrow$ calcolo angolo di declinazione solare δ ;
- noto δ , la latitudine Φ , la longitudine λ , l'ora locale t , il fuso orario t_f , si calcola l'angolo di elevazione solare ψ ;
- col metodo di Kondo e Miura, (1985) si calcola il valore della Radiazione Solare Globale a cielo sereno R_{g0} nelle postazioni di misura;
- stima della frazione di cielo coperto N nelle postazioni di misura si ottiene dalla relazione di Kaster e Czeplak (1980):

$$N = \left[1.33 \left(1 - R_g / R_{g0} \right) \right]^{0.2941}$$

- noto N nei punti di misura, tale valore viene interpolato nelle celle del dominio usando un algoritmo analogo a quello impiegato per la temperatura potenziale ed il *mixing ratio*.

Nelle ore notturne la stima di N nei punti di misura si basa sulla conoscenza in essi di un valore affidabile di Radiazione Netta

$$R_N = \frac{c_1 T^6 - \sigma T^4 + c_2 N}{1 + c_3}$$



$$N = \frac{(1 + c_3) \cdot R_N - c_1 T^6 + \sigma T^4}{c_2}$$

Ricostruzione del Campo di Radiazione Solare Globale

Per ogni cella (i,j):

- 1) Calcolo coefficiente di albedo effettivo sulla base del valore teorico e dell'angolo di elevazione solare
- 2) Calcolo del valore teorico per cielo sereno e superficie piana della radiazione Solare Globale (Metodo Kondo e Miura)
- 3) Calcolo valore corretto per copertura del cielo secondo la relazione di Kasten e Czeplak
- 4) Calcolo valore corretto in base alla pendenza e all'orientamento dell'orografia caratteristica della cella.

Ricostruzione del Campo di Radiazione Netta

Nelle Ore Diurne

Metodo Holtslag - van Ulden

$$R_N = \frac{(1-r)R_g + c_1 T^6 - \sigma T^4 + c_2 N}{1 + c_3}$$

$$c_1 = 5.31 \cdot 10^{-13}$$

$$c_2 = 60$$

$$\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8}$$

$$c_3 = 0.38 \left[\frac{(1-\alpha) + \gamma/s}{1 + \gamma/s} \right]$$

$$\gamma/s = \exp[-0.055 \cdot (T - 279)]$$

Tipo di Suolo	α
Deserto secco senza pioggia per mesi	0.0 ÷ 0.2
Zone rurali aride	0.2 ÷ 0.4
Campi coltivati o meno, in periodi secchi	0.4 ÷ 0.6
Ambiente urbano	0.5 ÷ 1.0
Campi coltivati nei periodi umidi e foreste	0.8 ÷ 1.2
Laghi e oceani	1.2 ÷ 1.4

Nelle Ore Notturne

Metodo Nielsen

$$R_N = a_0(N) + a_1(N) \cdot \bar{U} + a_2(N) \cdot \bar{U}^2 + a_3(N) \cdot T$$

<i>N (ottavi)</i>	a_0	a_1	a_2	a_3
1	-101.5	-16.4	1.35	$100 \cdot 10^{-15}$
2	-76.1	-12.6	0.99	$104 \cdot 10^{-15}$
3	-80.1	-13.0	1.16	$66 \cdot 10^{-15}$
4	-53.5	-9.8	0.9	$72 \cdot 10^{-15}$
5	-45.3	0	0	0
6	-35.5	0	0	0
7	-23.0	0	0	0
8	-9.9	0	0	0

Ricostruzione del Campo di Flusso di Calore nel Suolo

⇒ Cella Terrestre

Modello Santanello-Friedl

$$G/R_N = A \cdot \cos[2\pi(t + C)/B]$$

$$A = 0.33$$

$$B = 85000$$

$$C = 10800$$

⇒ Cella Marina

Modello van Ulden Holtslag

$$G_0 = A_g \cdot R_N$$

$$A_g = 0.35$$

Ricostruzione dei parametri di turbolenza del SL

Cella terrestre

Metodo di Penmann-Monteith

$$H_0 = \frac{\gamma(R_N - G)}{s + \gamma} - \frac{\rho C_p (\Delta q_a - \Delta q_0)}{(s + \gamma) \cdot r_a}$$

$$H_E = \frac{s(R_N - G)}{s + \gamma} + \frac{\rho C_p (\Delta q_a - \Delta q_0)}{(s + \gamma) \cdot r_a}$$

$$r_a = \frac{1}{k u_*} \left[\ln \left(\frac{z_a}{z_{oh}} \right) - \psi_h \left(\frac{z_a}{L} \right) \right]$$

$$\Delta q_a = \frac{0.622}{p} \cdot e_{sat} \cdot (1 - R_h/100)$$

$$\psi_n \left(\frac{z}{L} \right) = \begin{cases} 2 \ln \left[\frac{1 + \sqrt{1 - 16z/L}}{2} \right] \\ -17 \left(1 - \exp(-0.29z/L) \right) \end{cases}$$

$$H_E = \rho \cdot \lambda \frac{\Delta q_0}{r_s}$$

$$u^* = \frac{kU}{\ln(z_r/z_0) - \Psi_M(z_r/L)}$$

$$\Psi_M\left(\frac{z}{L}\right) = \begin{cases} \ln\left[\left(\frac{1+x^2}{2}\right) \cdot \left(\frac{1+x}{2}\right)^2\right] - 2 \tan^{-1}(x) + \pi/2 & \text{se } \frac{z}{L} < 0 \\ -17 \cdot [1 - \exp(-0.29 \cdot z/L)] & \text{se } \frac{z}{L} > 0 \end{cases}$$

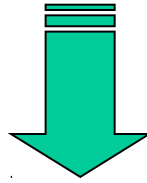
Insieme delle relazioni precedenti (nota la resistenza superficiale

r_s)


Sistema chiuso di equazioni algebriche non lineari

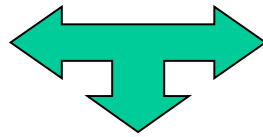


Risolubile solo numericamente con un metodo iterativo
 sperimentalmente convergente nella totalità dei casi.



H_0 u_*

$$\overline{w'\theta'} = H_0 / \rho C_p$$



$$T_* = -\overline{w'\theta'} / u_*$$

$$1/L = \frac{kg}{T} \cdot \frac{T_*}{u_*^2}$$

Elemento chiave del Metodo → Resistenza superficiale r_s

Grimmond e Oke (1991)

Lussana (2003)

$$r_s = \frac{F_1(R_N) \cdot F_2(\Delta q_a) \cdot F_3(T)}{c_1}$$

Termine dipendente da R_N ⇒ $F_1 = \frac{725 \cdot (R_N + c_2)}{R_N \cdot (725 + c_2)}$

Termine dipendente dal deficit di umidità dell'aria ⇒ $F_2 = \begin{cases} 1/(1 - c_3 \cdot \Delta q_a) & \text{se } 0 < \Delta q_a < 8.91 \\ 1/(1 - 8.91 \cdot c_3) & \text{se } \Delta q_a \geq 8.91 \end{cases}$

Termine dipendente dalla temperatura dell'aria ⇒ $F_3 = \frac{(c_5 - T_L) \cdot (T_H - c_5)^\omega}{(T - T_L) \cdot (T_H - T)^\omega}$ $\omega = \frac{T_H - c_5}{c_5 - T_L}$

Ricostruzione dei parametri di turbolenza del SL

Cella marina

$H_0 \Rightarrow$ Metodo di Holtslag - Van Ulden

$$H_0 = \frac{(1 - \alpha) + \gamma/s}{1 + \gamma/s} (R_N - G_0) - \alpha\beta$$

$$\alpha = 1.4$$

$$\beta = 20 \text{ W/m}^2$$

$$H_E = R_N - G_0 - H_0$$

$u_* \Rightarrow$ Metodo del coefficiente di drag

$$C_{DN} = (0.75 + 0.067 \cdot u_2) \cdot 10^{-3}$$

$$u_* = C_{DN}^{1/2} \cdot U_2$$

Distribuzione spaziale dell'Estensione Verticale del PBL (altezza di rimescolamento)

Situazioni Convettive

Applicazione Locale del modello Gryning-Batchvarova

$$\left\{ \frac{z_c^2}{(1+2A)z_c - 2kBL} + \frac{Cu_*^2 T}{\gamma g [(1+A)z_c - kBL]} \right\} \frac{dz_c}{dt} = \frac{H_0}{\rho C_p \gamma}$$

T, H₀, u_{*} e L valori locali (di cella) di temperatura, flusso turbolento di calore sensibile, friction velocity e lunghezza di Monin-Obukhov

γ gradiente di temperatura potenziale alla sommità del PBL

A, B, C parametri numerici

Nelle situazioni convettive \Rightarrow Velocità Convettiva di Scala

$$w_* = \left(\frac{g}{T} \overline{w' \theta'_0} z_i \right)^{1/3}$$

Situazioni Stabili

Applicazione Locale del modello Benkley e Schulman

$$z_m = 0.133 \cdot u_* / f$$

Sistema_3D

Sistema modellistico per la **ricostruzione tridimensionale** del:

- Campo vettoriale medio del vento
- Campo medio di temperatura e umidità dell'aria
- Campo dei principali indicatori di turbolenza dell'atmosfera

che si **basa** su:

- un numero estremamente contenuto di relazioni fisiche non dipendenti dal tempo
- dalle misure fatte da una rete di monitoraggio nell'istante in cui si desidera la ricostruzione

Dominio di Calcolo del Sistema_3D

Porzione di atmosfera racchiusa da un **parallelepipedo regolare** avente:

- la base superiore posta orizzontalmente ad una quota dell'ordine di 2000 – 4000 m,
- la base inferiore coincidente col suolo,
- le superfici laterali orientate secondo le principali direzioni cardinali

L'intero dominio è suddiviso in celle, in genere non di uguale dimensione, soprattutto in senso verticale.

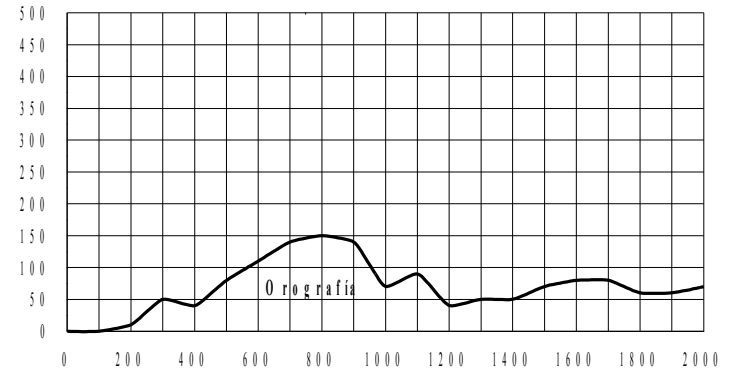
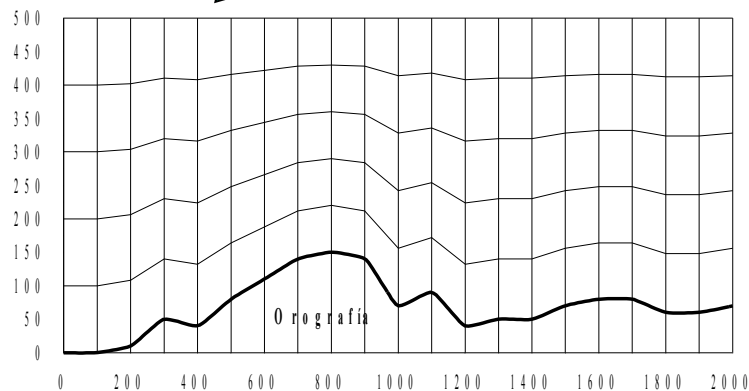
Sistema di Coordinate utilizzato

In orizzontale \Rightarrow coordinate cartesiane ortogonali X e Y

In verticale \Rightarrow è possibile usare sia la coordinata cartesiana Z

ma anche la coordinata
terrain-following σ

$$\sigma = \frac{z - z_g}{H - z_g}$$



Ricostruzione diagnostica del campo tridimensionale del vento

⇒ si **conosca** ad un istante t in M punti della griglia di calcolo il valore del vettore vento $(u, v, w) \rightarrow$ misure da stazioni meteo al suolo e sistemi *remote-sensing* (SODAR e Wind-Profiler).

⇒ il problema da risolvere è l'**individuazione del campo vettoriale del vento medio $\mathbf{V}(x, y, z)$** che negli M punti di misura coincide con i valori misurati.

⇒ Il campo vettoriale così individuato deve rispettare:

$$\operatorname{div} V(x, y, z) = \frac{\partial \bar{u}(x, y, z)}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}(x, y, z)}{\partial y} + \frac{\partial \bar{w}(x, y, z)}{\partial z} = 0$$

Così formulato, il problema possiede infinite soluzioni.

Se invece si richiede la miglior approssimazione ad una interpolazione iniziale delle misure stesse (first guess \mathbf{V}_0), il problema possiede una ed una sola soluzione che consente di ottenere il campo di vento cercato.

In termini matematici, questo è un *problema di analisi variazionale* che richiede la minimizzazione del funzionale seguente:

$$E(u, y, z, \lambda) = \int_{\Omega} \left[\alpha_1^2 (\bar{u} - \bar{u}_0)^2 + \alpha_2^2 (\bar{v} - \bar{v}_0)^2 + \alpha_3^2 (\bar{w} - \bar{w}_0)^2 \right] dx dy dz + \int_{\Omega} \lambda \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} \right) dx dy dz$$

**Minimizzazione
distanza tra first-guess
e valore calcolato**

**Vincolo della divergenza
nulla**

Dove:

- λ è il *moltiplicatore di Lagrange*
- α sono i *vari coefficienti peso dipendenti dalla stabilità.*

La soluzione è la seguente:

$$\bar{u} = \bar{u}_0 + \frac{1}{2\alpha_1^2} \frac{\partial \lambda}{\partial x}$$

$$\bar{v} = \bar{v}_0 + \frac{1}{2\alpha_2^2} \frac{\partial \lambda}{\partial y}$$

$$\bar{w} = \bar{w}_0 + \frac{1}{2\alpha_3^2} \frac{\partial \lambda}{\partial z}$$

che porta all'equazione differenziale:

$$\alpha_1^2 \frac{\partial^2 \lambda}{\partial x^2} + \alpha_2^2 \frac{\partial^2 \lambda}{\partial y^2} + \alpha_3^2 \frac{\partial^2 \lambda}{\partial z^2} = -2 \left(\frac{\partial \bar{u}_0}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}_0}{\partial y} + \frac{\partial \bar{w}_0}{\partial z} \right)$$

Orografia \Rightarrow difficoltà nell'uso della coordinata cartesiana Z

Coordinata σ terrain-following

$$\sigma(x, y, z) = \frac{H - z}{H - h(x, y)} = \frac{H - z}{\pi(x, y)}$$



Nuova definizione della componente verticale della velocità del vento

$$\tilde{w} = \frac{1}{\pi} \cdot \left[\sigma \cdot u \frac{\partial h}{\partial x} + \sigma \cdot v \frac{\partial h}{\partial y} - w \right]$$

Inevitabile alterazione della formulazione finale del modello



$$u = u_0 + \frac{1}{2\alpha_1^2} \left(\frac{\partial \lambda}{\partial x} + \frac{\sigma}{\pi} \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \cdot \frac{\partial \lambda}{\partial \sigma} \right)$$

$$v = v_0 + \frac{1}{2\alpha_1^2} \left(\frac{\partial \lambda}{\partial y} + \frac{\sigma}{\pi} \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \cdot \frac{\partial \lambda}{\partial \sigma} \right)$$

$$w = w_0 + \frac{1}{\pi^2} \cdot \left\{ \frac{1}{2\alpha_3^2} + \sigma^2 \left[\left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial h}{\partial y} \right)^2 \right] \right\} \cdot \frac{\partial \lambda}{\partial \sigma} +$$

$$\frac{\sigma}{2\alpha_1^2 \pi} \cdot \left(\frac{\partial h}{\partial x} \cdot \frac{\partial \lambda}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial y} \cdot \frac{\partial \lambda}{\partial y} \right)$$

$$\frac{\partial \pi u}{\partial x} + \frac{\partial \pi v}{\partial y} + \frac{\partial \pi \tilde{w}}{\partial \sigma} = 0$$



$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial x} \left[\pi \frac{\partial \lambda}{\partial x} + \sigma \frac{\partial h}{\partial x} \frac{\partial \lambda}{\partial \sigma} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\pi \frac{\partial \lambda}{\partial y} + \sigma \frac{\partial h}{\partial y} \frac{\partial \lambda}{\partial \sigma} \right] + \\ & \frac{\partial}{\partial \sigma} \left\{ \left[\alpha^2 + \sigma^2 \left(\left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial h}{\partial y} \right)^2 \right) \right] \cdot \frac{1}{\pi} \frac{\partial \lambda}{\partial \sigma} + \sigma \left[\frac{\partial h}{\partial x} \frac{\partial \lambda}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial y} \frac{\partial \lambda}{\partial y} \right] \right\} \\ & = -2\alpha_1^2 \left[\frac{\partial \pi u_0}{\partial x} + \frac{\partial \pi v_0}{\partial y} + \frac{\partial \pi \tilde{w}_0}{\partial \sigma} \right] \end{aligned}$$

Formulazione finale del modello di campo di vento

⇒ La conoscenza di un insieme di misure

+

⇒ La costruzione di un first guess

+

⇒ L'imposizione di opportune condizioni al contorno

+

⇒ La risoluzione numerica del modello differenziale

porta alla ricostruzione finale di tipo diagnostico del campo di vento desiderato.

Problemi

Maggior problema \Rightarrow disponibilità di informazioni in verticale

Se non si hanno informazioni \rightarrow Relazioni di similarità

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) + b_\mu \left(\frac{z-z_0}{z_i}\right) + b_\mu^* \left(\frac{z-z_0}{z_i}\right)^2 \right] \quad \mu = \frac{ku_*}{fL} \quad v(z) = \frac{u_*}{k} \left[a_\mu \left(\frac{z-z_0}{z_i}\right) + a_\mu^* \left(\frac{z-z_0}{z_i}\right)^2 \right]$$

Convettività

$$a_\mu = \frac{10}{1+1.581\sqrt{-\mu}}$$

$$a_\mu^* = \frac{-5.5}{1+1.581\sqrt{-\mu}}$$

$$b_\mu = -34 + \frac{38}{1+0.027\sqrt{-\mu}}$$

$$b_\mu^* = 24 - \frac{28.5}{1+0.0027\sqrt{-\mu}}$$

$$a_\mu = 10$$

$$a_\mu^* = -5.5$$

Adiabaticità

$$b_\mu = 4$$

$$b_\mu^* = -4.5$$

Stabilità

$$a_\mu = 10.$$

$$a_\mu^* = -5.5 + 1.7647\sqrt{\mu}$$

$$b_\mu = 4.0 + 10.20\sqrt{\mu}$$

$$b_\mu^* = -4.5$$

Se esistono profili (radiosondaggio, wind profiler, ecc.)

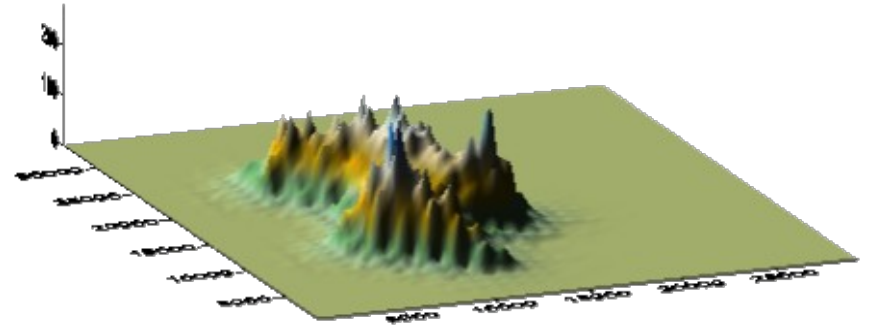
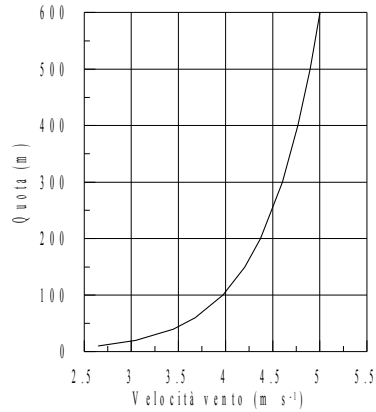
In Sistema_3D è stata messa a punto una procedura di assimilazione

che pesa opportunamente il profilo misurato e le ricostruzioni della Similarità per produrre un first guess più aderente alla realtà.

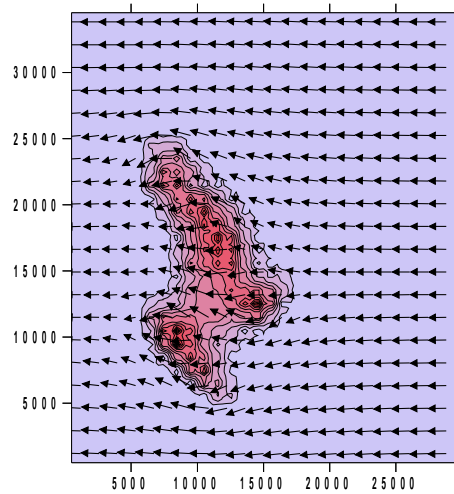
Disponibilità analisi e/o previsioni di modelli numerici prognostici a grande scala

Procedura di assimilazione completa che consente al modello diagnostico di operare come un sistema di *nesting* e *downscaling* economico ed efficace.

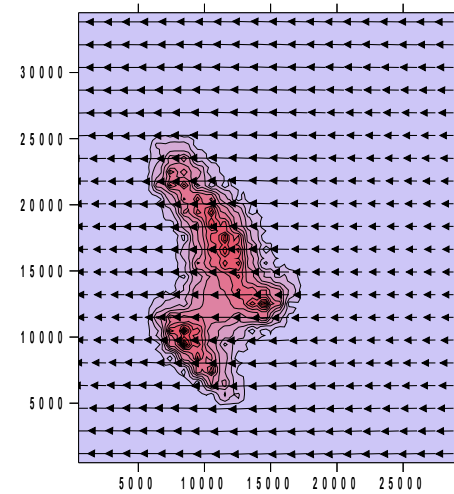
Esempio



Campo di vento a circa 30 metri dal suolo



Campo di vento a circa 600 metri dal suolo



Ricostruzione Campo di Turbolenza

Nella maggior parte dei casi pratici:

turbolenza = standard deviation delle componenti del vento.

Per la determinazione di tali variabili è necessario che:

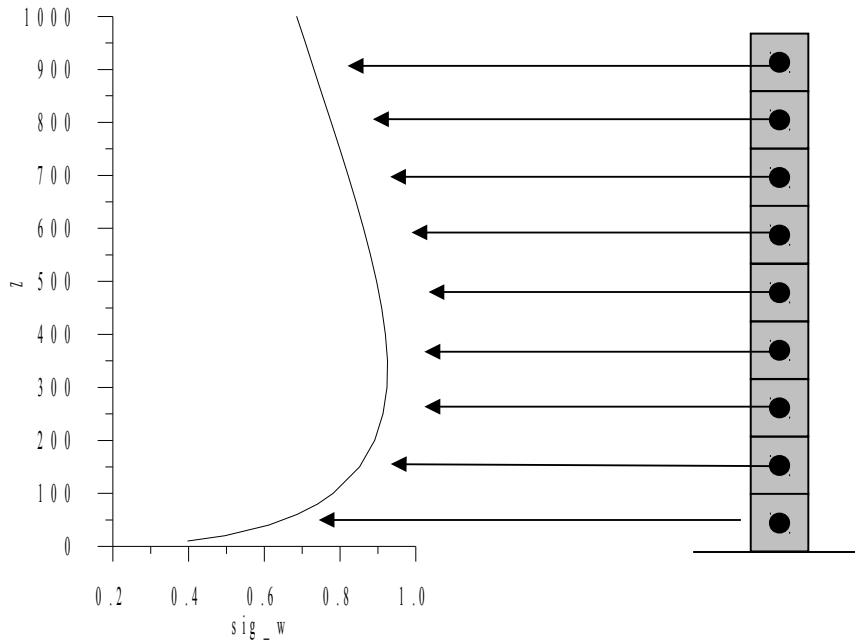
⇒ si considerino le colonne d'aria componenti il dominio di calcolo,

⇒ siano note alla base di ogni colonna d'aria i parametri (u_*, H_0, z_i)

In tal caso si applica all'intera colonna d'aria una delle Relazioni di Similarità che descrivono il profilo verticale delle variabili di interesse.

Per esempio, se si considera la seguente relazione di similarità per le deviazioni standard della componente verticale del vento:

$$\sigma_w^2(z) = 1.7u_*^2 \left(1 - \frac{z}{h}\right)^{3/2} + 1.3w_*^2 \left(\frac{z}{h}\right)^{2/3} \left(1 - 0.8\frac{z}{h}\right)^2$$



Ripetendo la procedura per tutte le colonne d'aria e per tutte le variabili di interesse si ottengono i campi tridimensionali della turbolenza del PBL.

Ricostruzione Campo di Temperatura e Umidità

Assenza di un profilo misurato



Impiego di Relazioni di Similarità per colonne d'aria come nel caso della turbolenza

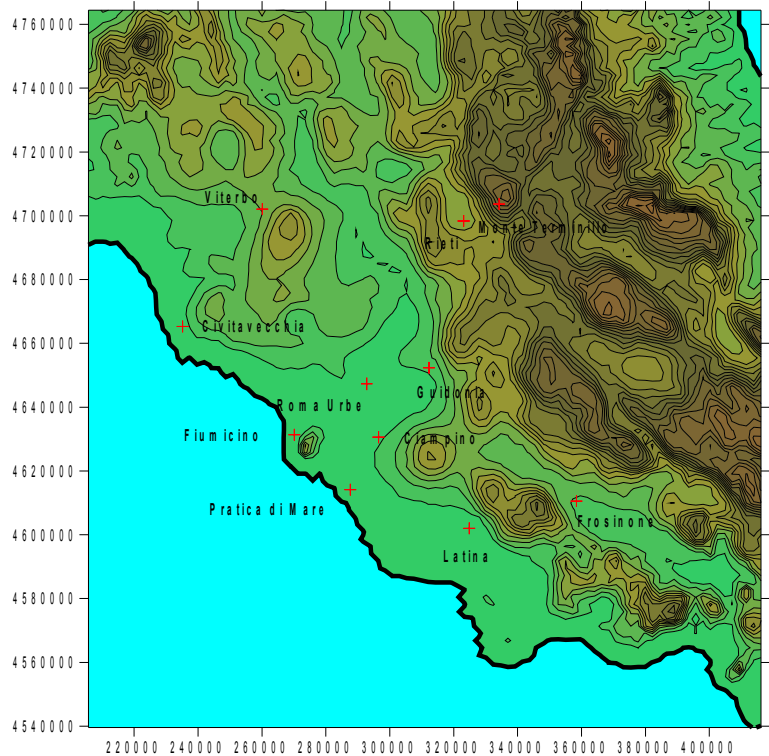
Presenza di un profilo verticale misurato



Procedura di assimilazione analoga a quella operata per il campo di vento

Applicazione al LAZIO

Misure: rete S.M.A.M. Lazio + radiosondaggio S.M.A.M Pratica di Mare

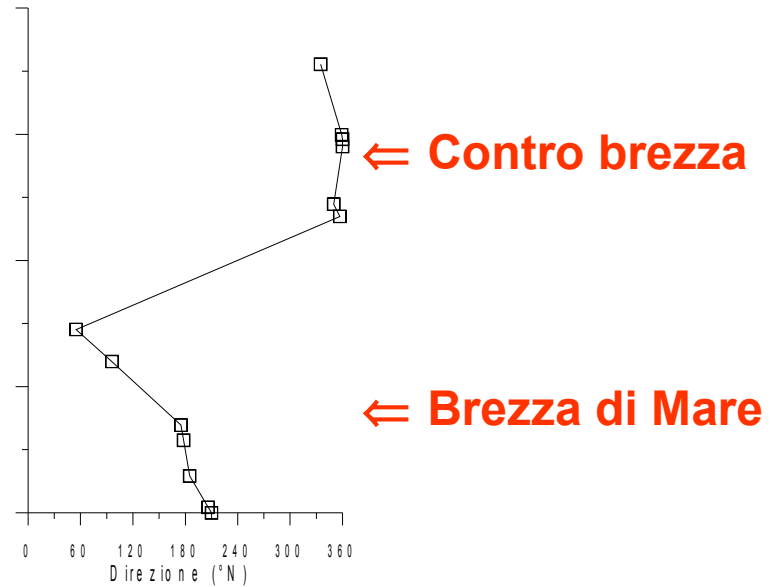
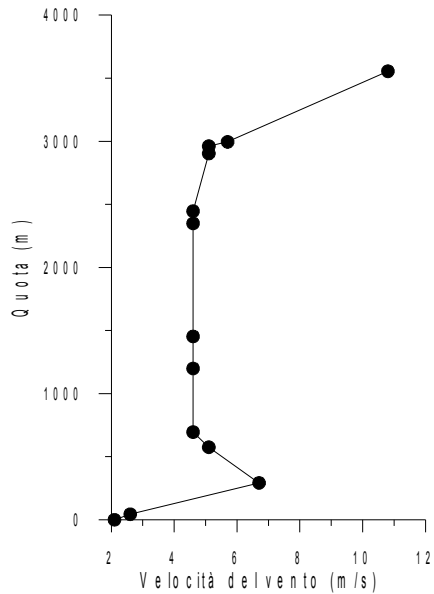


Dominio

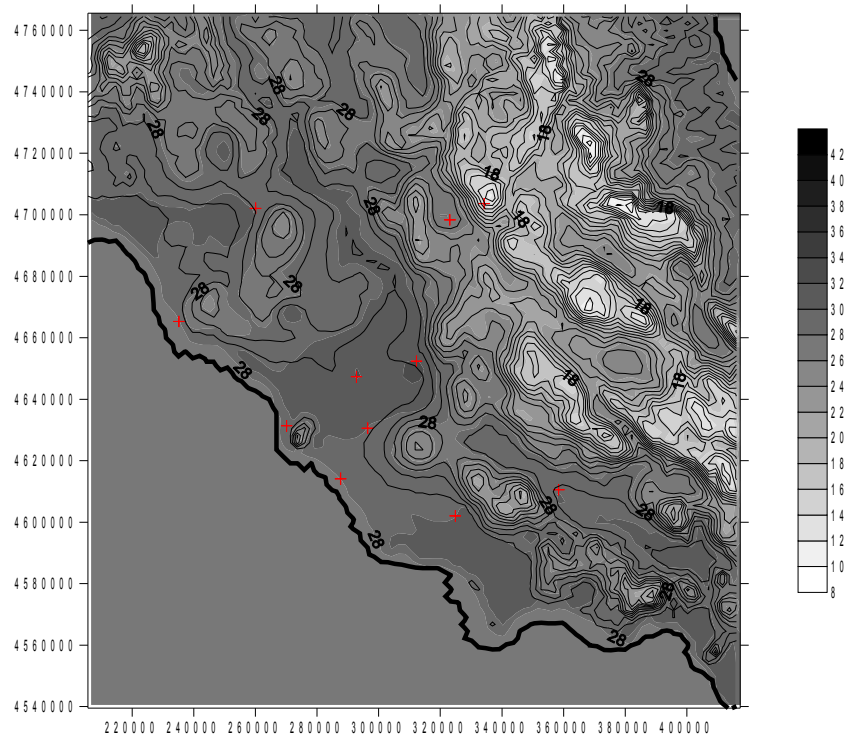
213 km (W-E) → 93 celle
290 km (N-S) → 99 celle
Coordinate terrain-following

STAZIONE	X	Y	T	Ur	Rg	Vel	Dir	Rn	Hmix
Viterbo (LIRV)	260074.	4702097.	30.0	33.0	890.0	2.0	50.	-999.	1400.
Terminillo (LIRK)	334200.	4703646.	13.0	62.0	898.0	7.0	60.	-999.	1400.
Rieti (LIQN)	323097.	4698363.	28.0	30.0	898.0	2.0	270.	-999.	1400.
Guidonia (LIRG)	312266.	4652344.	32.0	29.0	890.0	2.0	260.	-999.	1400.
Roma Urbe (LIRU)	292777.	4647330.	32.0	38.0	892.0	-999.	-999.	-999.	1400.
Ciampino (LIRA)	296446.	4630554.	30.0	40.0	874.0	3.0	210.	-999.	1400.
Fiumicino (LIRF)	270135.	4631353.	30.0	43.0	890.0	5.0	190.	-999.	1400.
Latina (LIRL)	324850.	4602026.	30.0	46.0	892.0	2.0	200.	-999.	1400.
Frosinone LIRH	358396.	4610544.	30.0	35.0	874.0	1.0	280.	-999.	1400.
Pratica di Mare (LIRE)	287644.	4614140.	29.0	58.0	898.0	4.0	180.	-999.	1400.
Civitavecchia (LIQJ)	235184.	4665295.	29.0	70.0	895.0	3.5	250.	-999.	1400.

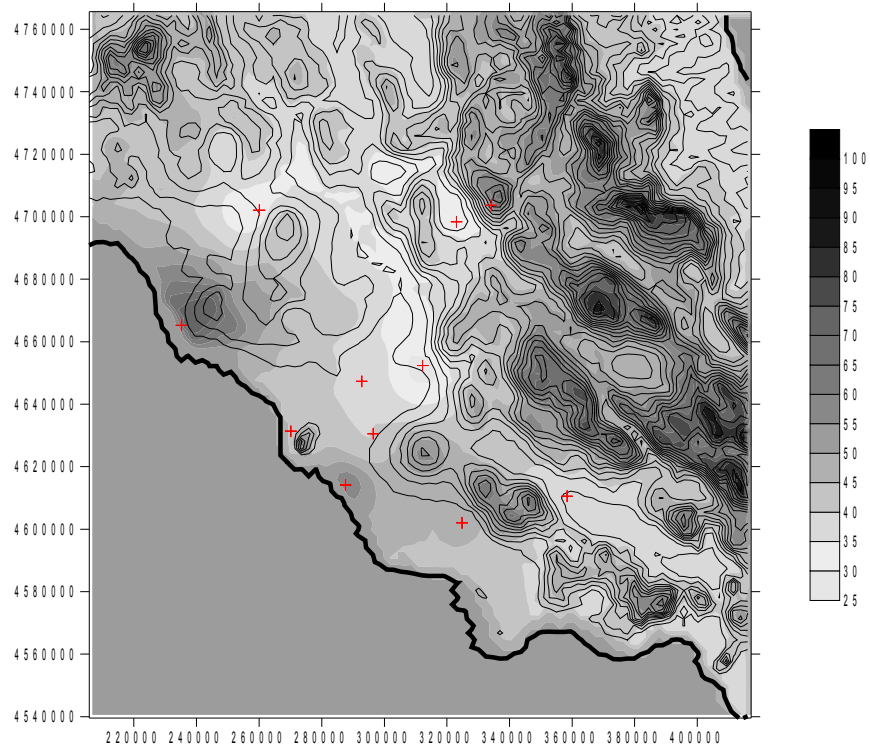
Radiosondaggio di Roma – Pratica di Mare



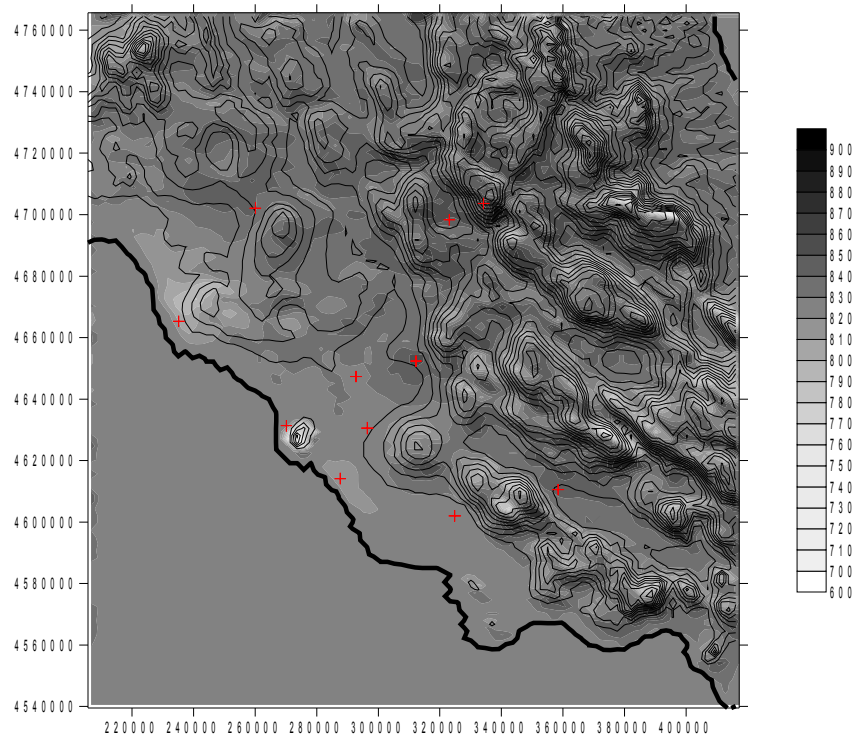
Temperatura dell'aria al suolo



Umidità dell'aria al suolo

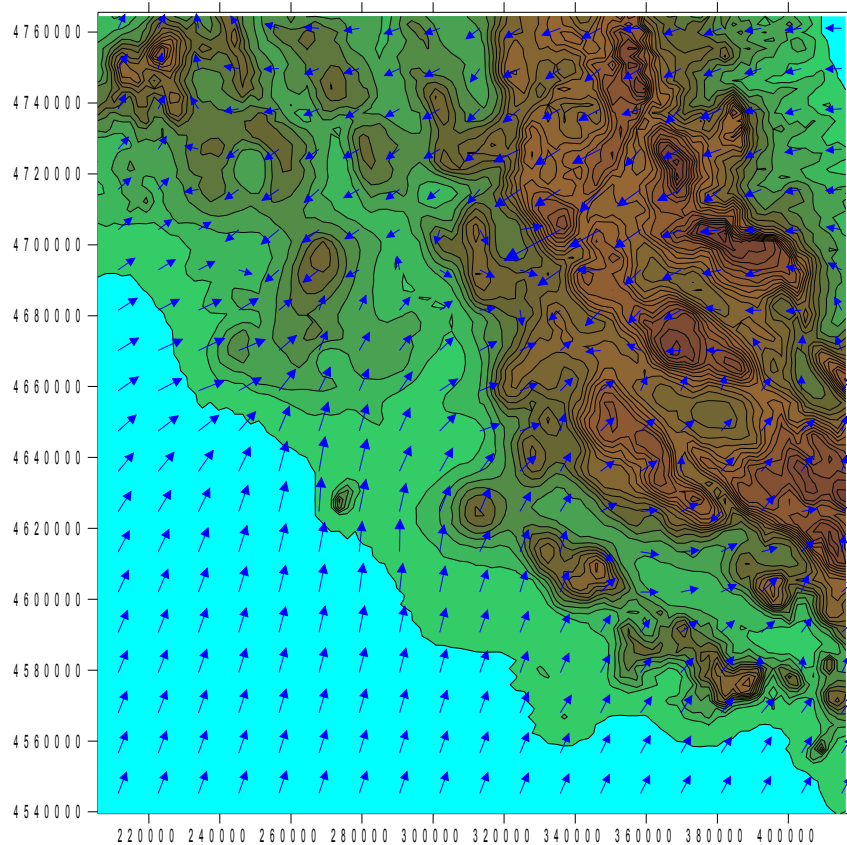


Radiazione Solare Globale



Ricostruzione Campo di Vento

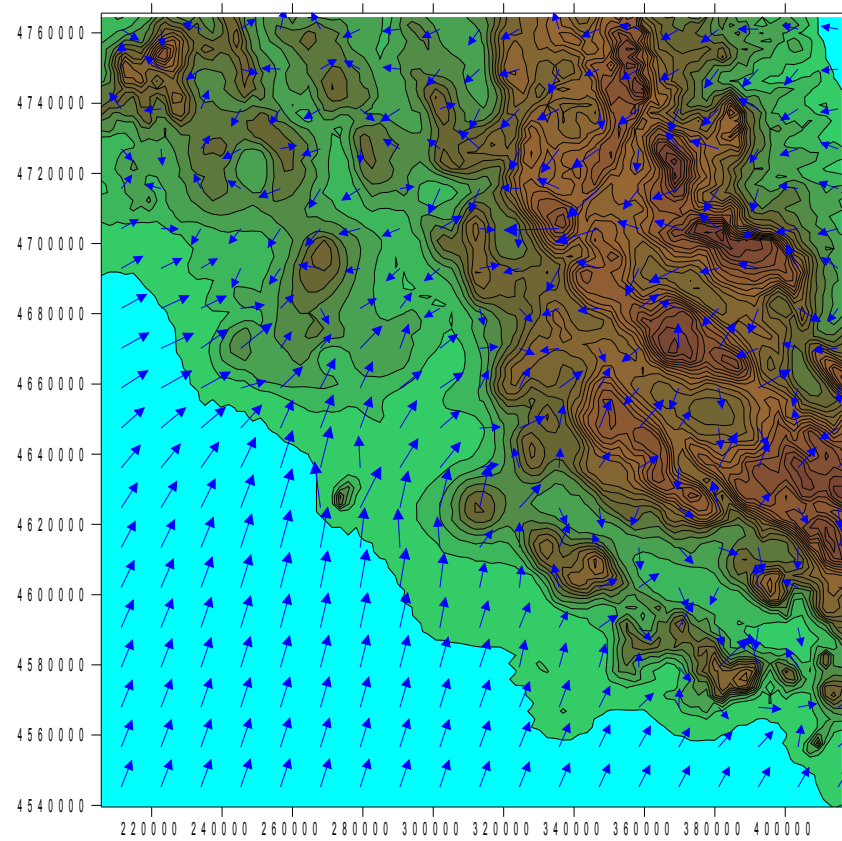
Ricostruzione campo nel SL con algoritmo 2D



Il semplice algoritmo 2D è in grado di operare una ricostruzione decisamente realistica che può essere impiegata direttamente in molte applicazioni di trasporto a media distanza

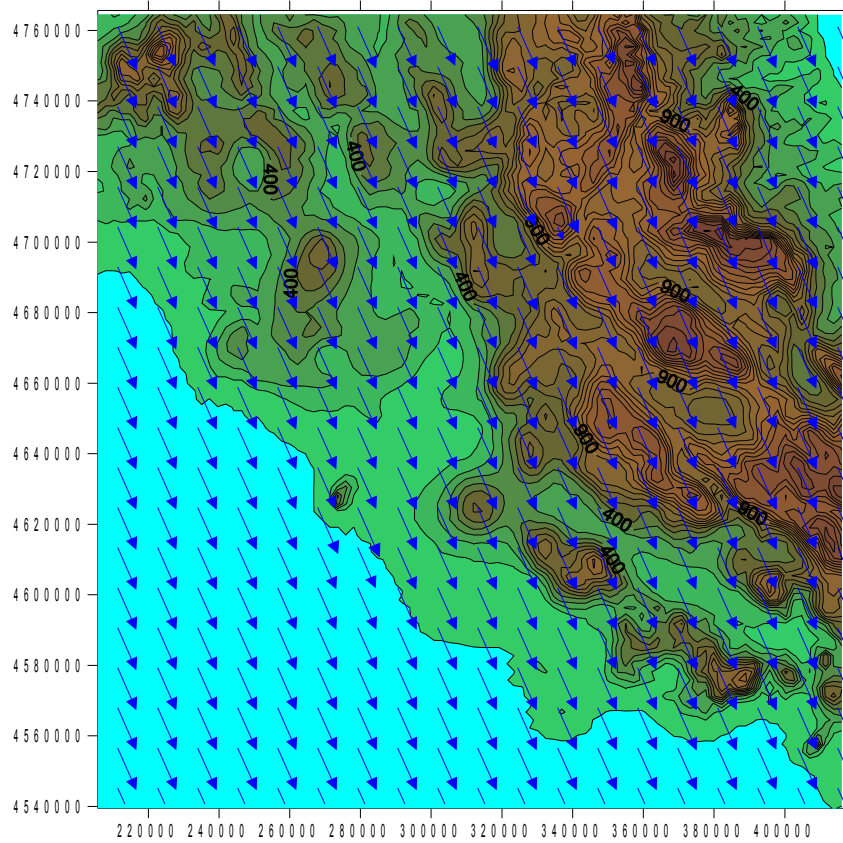
Ricostruzione Campo di Vento

Ricostruzione campo nel SL con algoritmo 3D



Ricostruzione Campo di Vento

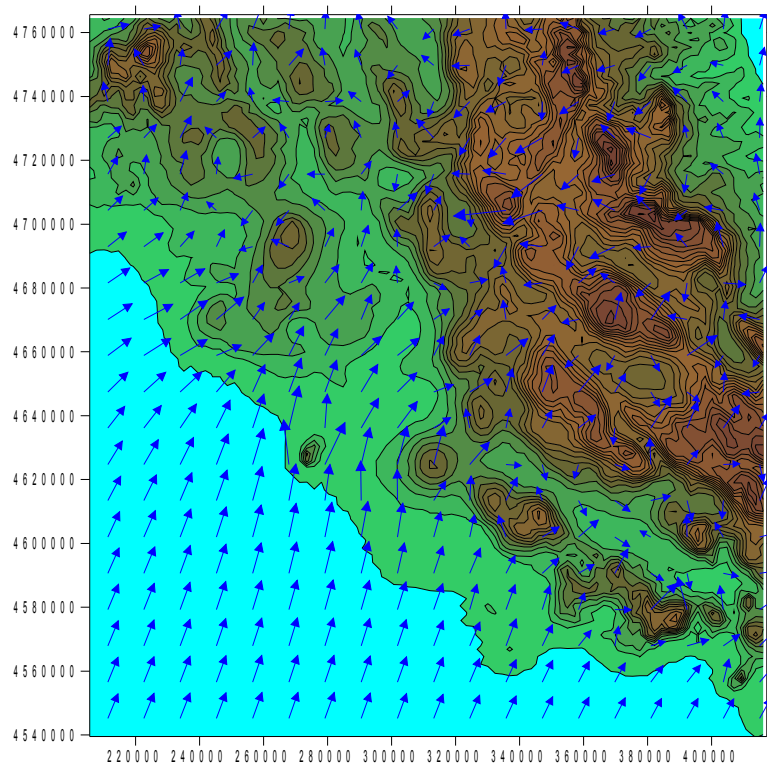
Ricostruzione campo alla sommità del dominio con algoritmo 3D



Completa congruenza col regime di controbrezza rilevato dal radiosondaggio

Ricostruzione Campo di Vento

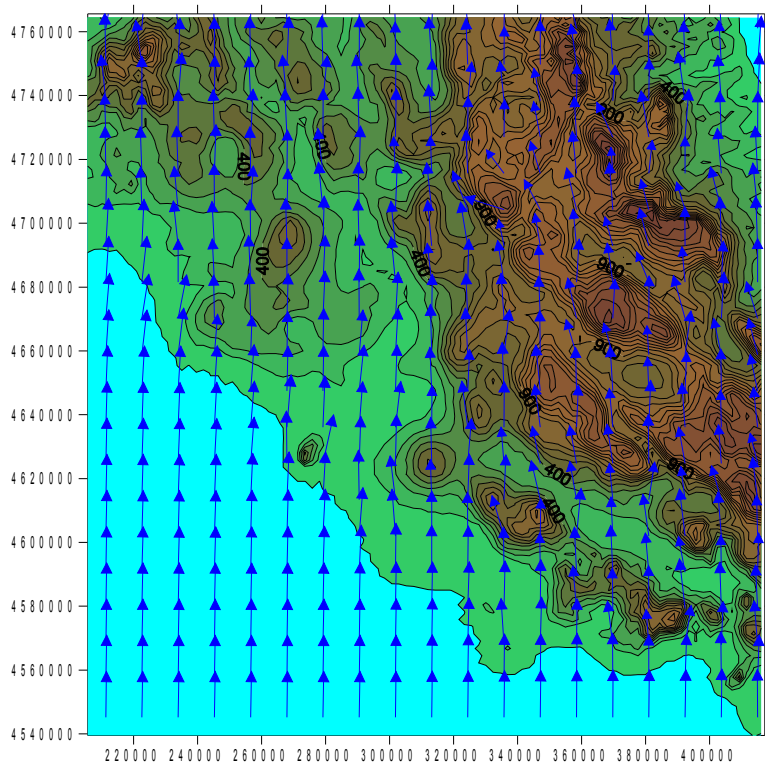
Ricostruzione campo a 50 metri dal suolo con algoritmo 3D



La ricostruzione evidenzia sia l'influenza profonda dell'orografia che le caratteristiche di brezza mostrate dal radiosondaggio

Ricostruzione Campo di Vento

Ricostruzione campo a 150 metri dal suolo con algoritmo 3D



La ricostruzione evidenzia come salendo con la quota le masse d'aria ruotino in senso antiorario come evidenziato dal radiosondaggio e siano sempre meno influenzate dalla presenza dell'orografia

3. Modello 1D (Processore) per i modelli di dispersione degli inquinanti di tipo ingegneristico.

Per la stima preliminare dell'impatto di sorgenti inquinanti spesso si usano modelli semplificati che richiedono una descrizione semplificata della meteorologia e micrometeorologia.

Le **ipotesi meteorologiche** che tali modelli fanno sono:

- ⇒ variazione nel tempo della meteorologia = sequenza di stati stazionari;
- ⇒ campo di vento e di temperatura omogeneo in orizzontale;
- ⇒ sia la velocità del vento che la temperatura hanno un profilo verticale dato dalle relazioni di similarità;
- ⇒ la turbolenza atmosferica deve essere descritta in maniera semplice.

In pratica, tutti i modelli di questo tipo **richiedono**:

- **velocità e direzione del vento ad una quota di riferimento,**
- **temperatura dell'aria ad una quota di riferimento,**
- **una descrizione della turbolenza del *PBL* differente a seconda del modello considerato,**
- **altezza di rimescolamento (unica per tutto il dominio)**

**La principale differenza
tra un modello ed un altro sta proprio
nella descrizione della turbolenza.**

⇒ **Modelli moderni:** u_* , H_0 e L

⇒ **Modelli "antichi":** usano un parametro sintetico detto
Classe di Stabilità Atmosferica.

Classe di stabilità atmosferica.

Tradizionalmente tutta la variabilità della struttura del PBL era condensata in 6 classi differenti:

- Categoria A(1):** situazioni *diurna* molto convettive con vento basso e forte insolazione
- Categoria B(2):** situazione *diurna* mediamente convettiva con vento moderato e media insolazione
- Categoria C(3):** situazione *diurna* con vento forte e insolazione bassa
- Categoria D(4):** situazione *diurna* e *notturna* con vento molto forte, insolazione praticamente nulla e copertura del cielo
- Categoria E(5):** situazione *notturna* con vento elevato e media copertura del cielo
- Categoria F(6):** situazione *notturna* con vento molto debole e assenza di nubi.

Determinazione pratica delle categorie di stabilità.

Vento (m/s)	Radiazione Solare Globale (W/m ²)					
	>700	700+540	540+400	400+270	270+140	<140
<2	A	A	B	B	C	D
2+3	A	B	B	B	C	D
3+4	B	B	B	C	C	D
4+5	B	B	C	C	D	D
5+6	C	C	C	C	D	D
>6	C	C	D	D	D	D

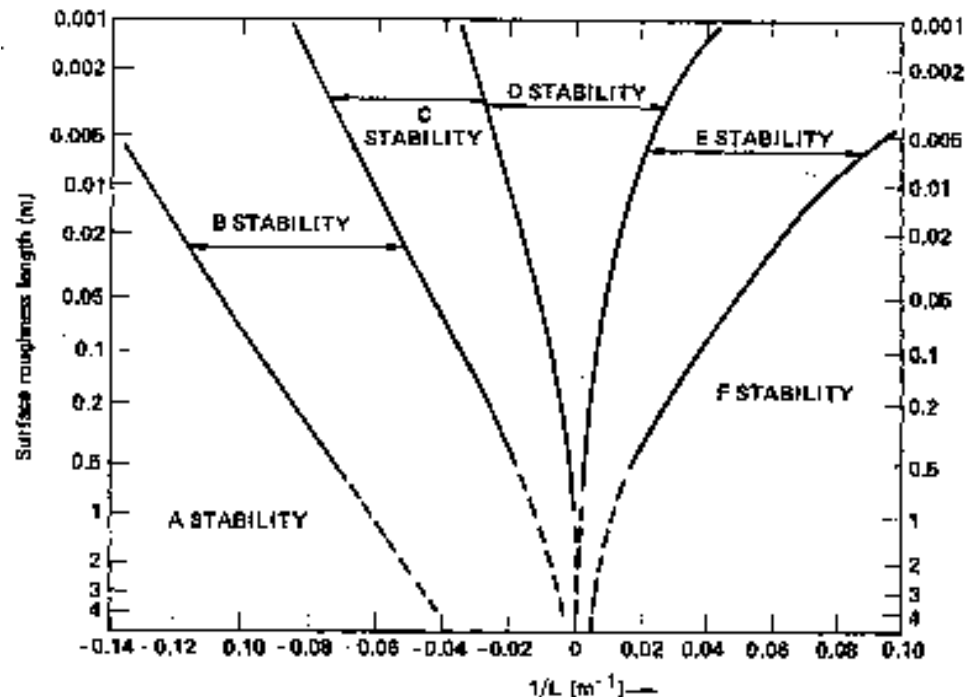
schema per la determinazione della Categoria di Stabilità Atmosferica nelle ore diurne.

Vento (m/s)	Radiazione Netta (W/m ²)		
	> -20	-20 + -40	< -40
<2	D	F	F
2+3	D	E	F
3+5	D	D	E
5+6	D	D	D
>6	D	D	D

schema per la determinazione della Categoria di Stabilità Atmosferica nelle ore notturne.

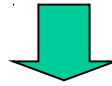
E' stata proposta un'equivalenza approssimata tra la descrizione della turbolenza mediante le categorie di stabilità e quella ottenuta dalla Lunghezza di Monin-Obukhov.

Il grafico mette in relazione i due parametri in funzione della rugosità superficiale z_0 .



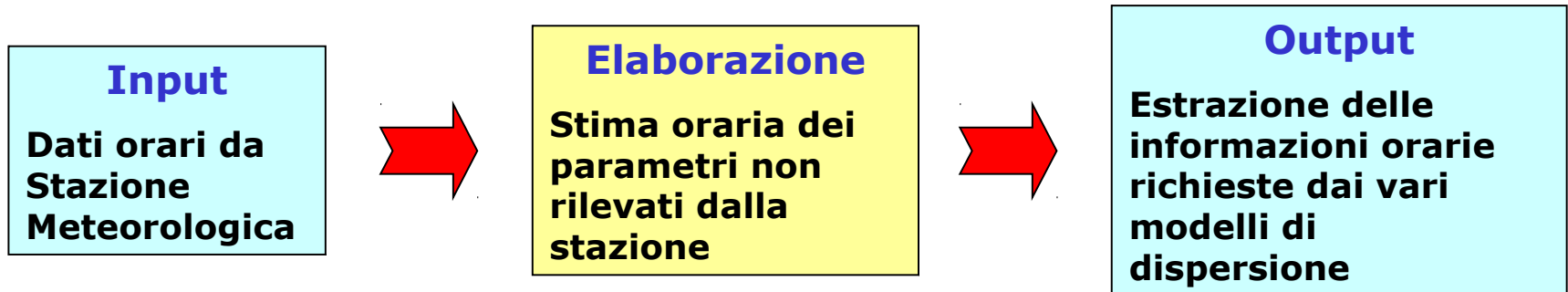
E' importante ricordare che quando si utilizzano le Classi di stabilità Atmosferica non si può sperare che i calcoli della dispersione degli inquinanti in aria siano realistici, se non in situazioni molto prossime all'adiabaticità.

Modello 1D per modelli ingegneristici



Pre-processore dati meteorologici
orari da stazioni al suolo

Architettura Tipo



I dati di input al modello possono essere schematicamente classificati nel modo seguente:

Dati Sinottici: sono tipicamente simili alle osservazioni METAR e sono costituite da:

- Velocità e direzione media del vento
- Temperatura e umidità relativa dell'aria
- Pressione
- Copertura del cielo

Dati Convenzionali tipo 1: sono i dati prodotti tipicamente da stazioni meteorologiche convenzionali in cui è prevista l'acquisizione di:

- Velocità e direzione media del vento
- Temperatura e umidità relativa dell'aria
- Pressione
- Radiazione solare globale

Dati Convenzionali tipo 2: sono i dati prodotti tipicamente da stazioni meteorologiche convenzionali moderne in cui è prevista l'acquisizione di:

- Velocità e direzione media del vento
- Temperatura e umidità relativa dell'aria
- Pressione
- Radiazione solare globale
- Radiazione netta

Dati Eddy_Covariance: sono i dati prodotti tipicamente da stazioni meteorologiche avanzate dotate di anemometro sonico triassiale in cui è prevista l'acquisizione di:

- Velocità e direzione media del vento
- Temperatura e umidità relativa dell'aria
- Pressione
- Radiazione solare globale
- Radiazione Netta
- Friction velocity e Flusso turbolento di calore sensibile

Informazioni generali di stazione

Posizione: latitudine e longitudine

Quota sul livello del mare

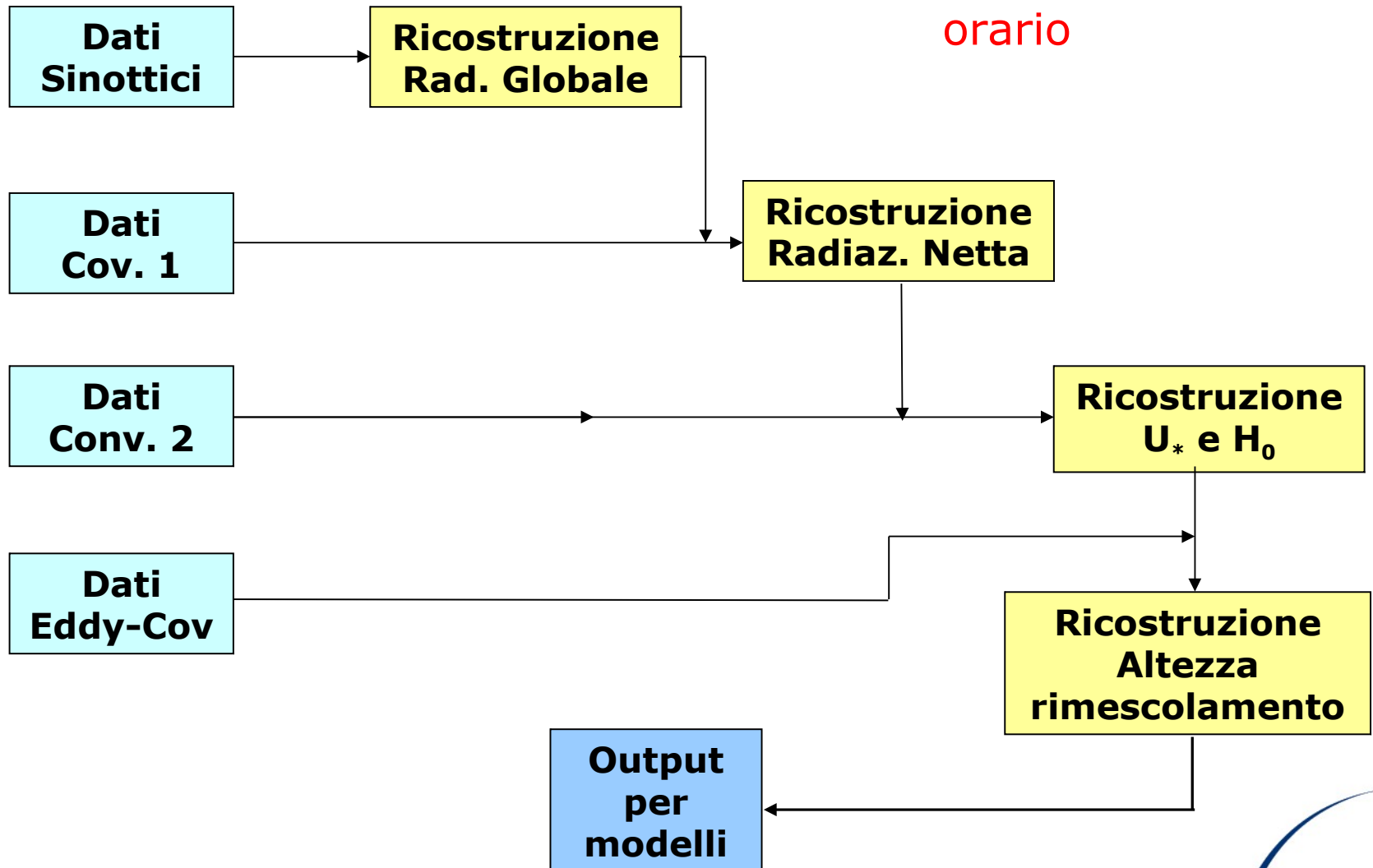
Altezza dal suolo dell'anemometro

Altezza dal suolo del termoigrometro

Coefficiente di albedo

Rugosità superficiale

Schema di calcolo orario



Bibliografia Essenziale

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

Approfondimenti:

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

J. Dutton (1986): Dynamic of Atmospheric Motion (ed. Dover)

R.A. Pielke (2002): Mesoscale meteorological modeling (Academic Press)