



SAPIENZA
UNIVERSITÀ DI ROMA

Dipartimento di Scienze Matematiche Fisiche e Naturali
Laurea Triennale in FISICA

**Determinazione dell'altezza di
rimescolamento convettiva per
modelli di dispersione degli
inquinanti**

Candidato:
Michela Soccodato

Relatore:
Prof. Marco Cacciani

Correlatore:
Prof.ssa Stefania Argentini

Anno Accademico 2015/2016

Indice

1	Lo Strato Limite Atmosferico	3
1.1	Caratteristiche generali dello Strato Limite Atmosferico	3
1.2	Evoluzione dello Strato Limite Atmosferico	6
1.3	L'altezza di rimescolamento convettiva	7
2	Determinazione dell'altezza di rimescolamento	12
2.1	Panoramica dei sistemi di misura	12
2.1.1	Misure in situ	12
2.1.1.1	Stazione meteorologica al suolo	12
2.1.1.2	Sondaggi in quota	12
2.1.2	Sistemi remote sensing	14
2.2	Determinazione pratica dell'altezza di rimescolamento nel caso convettivo	16
2.2.1	Determinazione dell'altezza di rimescolamento da misure	16
2.2.1.1	Stime da radiosondaggi	16
2.2.1.2	Stime da sistemi remote sensing	19
2.2.1.3	Altri metodi empirici	21
2.2.2	Confronto tra diversi metodi empirici	21
2.2.3	Determinazione dell'altezza di rimescolamento da modellazione e parametrizzazione	22
2.2.4	Determinazione dell'altezza di rimescolamento da modelli NWP	23
2.3	Valutazione critica dei metodi	24

Introduzione

Le autorità ambientali hanno bisogno di informazioni e previsioni sullo stato, gli andamenti e gli impatti delle concentrazioni degli inquinanti a differenti scale. La complessità dei vari processi che interessano le concentrazioni di inquinanti richiede l'utilizzo di modelli di dispersione. La dispersione di inquinanti dipende dalla turbolenza atmosferica, ma misure di turbolenza di per sé non sono regolarmente eseguite dai servizi meteorologici. Dunque le caratteristiche di dispersione sono dedotte da parametri meteorologici di base (come vento, temperatura e radiazione, utilizzando opportune parametrizzazioni) o sono determinate con modelli specifici.

Dal momento che gli inquinanti atmosferici attraversano i confini e la comunità europea richiede norme equiparate, è importante che i modelli utilizzati e sviluppati da varie organizzazioni nei diversi paesi europei diano risultati comparabili. L'Azione COST 710 è una prima e importante iniziativa volta al confronto di alcuni tra i più importanti preprocessori meteorologici per i modelli di dispersione utilizzati in Europa. All'interno di questa Azione il lavoro è stato suddiviso tra quattro gruppi di lavoro. In questa dissertazione, dopo aver presentato brevemente le caratteristiche generali dello Strato Limite Atmosferico, restringendo l'attenzione al caso convettivo, e aver fatto una panoramica dei diversi sistemi di misura, sono stati analizzati i risultati prodotti dal Working Group 2 (Seibert e al., [2]) sulla determinazione dell'altezza di rimescolamento, relativa allo strato limite convettivo, tramite diversi metodi.

Questa altezza determina il volume disponibile per la dispersione degli inquinanti ed è utilizzata in molti metodi e/o modelli predittivi e diagnostici per valutare le concentrazioni di inquinanti vicino alla superficie.

Ci sono due possibilità di base per la determinazione pratica di questo parametro. Esso può essere ottenuto da profili di misure, sia in situ (radiosonde, stazioni meteorologiche,...) che in remoto (sodar, lidar,...). L'altra possibilità è quella di utilizzare parametrizzazioni o semplici modelli, utilizzando, come input, pochi parametri misurati. In ogni caso, è possibile sostituire i parametri osservati con output provenienti da modelli numerici (di previsione del tempo, per esempio).

Capitolo 1

Lo Strato Limite Atmosferico

1.1 Caratteristiche generali dello Strato Limite Atmosferico

Al piccolo strato d'aria a contatto con la superficie terrestre viene dato il nome di *Planetary Boundary Layer (PBL)* o *Atmospheric Boundary Layer (ABL)*.

Il *PBL* viene definito come quella parte di troposfera direttamente influenzata dalla superficie terrestre che risponde all'immissione di energia da essa proveniente con scale temporali dell'ordine dell'ora (*Stull*[1]). Tale influenza deriva dall'attrito incontrato dalle masse d'aria che si muovono sopra la superficie terrestre, dalla distorsione delle linee di flusso dell'aria indotta dalla presenza dell'orografia, dall'evapotraspirazione, dal trasferimento di calore dal suolo all'aria e dall'immissione, in prossimità del suolo, degli inquinanti prodotti dalle varie attività umane o dai fenomeni naturali (es. dalle eruzioni vulcaniche, ecc.).

Lo spessore del *PBL* varia nel tempo e nello spazio da alcune centinaia di metri, nelle ore notturne, fino a qualche chilometro nelle ore diurne di massimo soleggiamento.

Una netta separazione è osservata tra il *PBL* e l'aria ad esso sovrastante, specialmente durante le ore diurne. Il fattore determinante nella separazione del *PBL* dal resto della troposfera è la struttura termica del *PBL* stesso, o meglio il gradiente termico che lo caratterizza. Il fatto che il *PBL* sia sostanzialmente separato dal resto della troposfera fa sì che tutto ciò che viene immesso nel *PBL* difficilmente raggiunga la parte superiore della troposfera. Il *PBL* pertanto funge da trappola per gli inquinanti che in esso vengono emessi.

La caratteristica più evidente ed importante del *PBL* è la presenza di significative irregolarità (fluttuazioni turbolente), nello spazio e nel tempo, di tutte le grandezze che definiscono lo stato fisico del *PBL*. E' proprio la turbolenza l'elemento che caratterizza la capacità disperdente del *PBL* e spiega i meccanismi di dispersione degli inquinanti in aria. Questa turbolenza può essere di tipo meccanico, dovuta principalmente al gradiente verticale della velocità del vento (*wind shear*), o di tipo convettivo, traendo origine proprio dall'immissione di

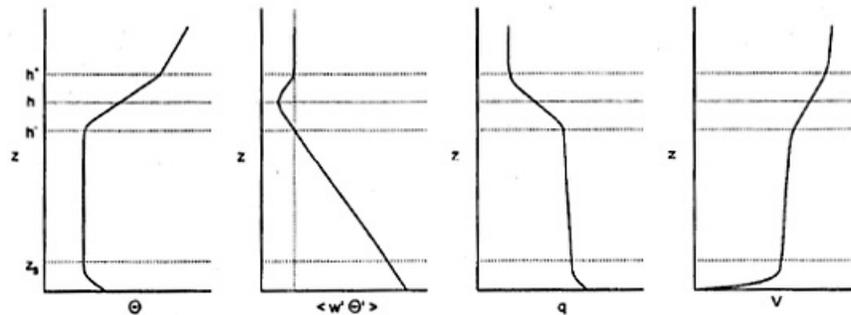


Figura 1.1: profilo verticale nel *CBL* della temperatura potenziale, del flusso di calore sensibile, dell'umidità specifica e della velocità del vento (*Seibert e al.,[2]*)

energia termica nel *PBL* in corrispondenza dell'interfaccia aria-suolo. Mentre la turbolenza meccanica è sempre presente in un fluido in movimento, la turbolenza convettiva si manifesta solo nelle ore diurne e soleggiate. L'osservazione del *PBL* ha evidenziato come le situazioni diurne, caratterizzate da un forte soleggiamento, differiscano profondamente da quelle notturne. Questi due casi rappresentano di fatto due regimi completamente differenti: il primo caso viene frequentemente indicato come *CBL* (*Convective Boundary Layer*), mentre per il secondo si usa frequentemente la denominazione *SBL* (*Stable Boundary Layer*).

La fenomenologia che si presenterà, se non espressamente indicato, sarà quella tipica caratteristica delle località prive di orografia e lontane dal mare, con suolo morfologicamente omogeneo e con assenza di fenomeni meteorologici violenti (come temporali, tempeste, ecc) restringendo l'attenzione al caso convettivo (*CBL*).

Caso convettivo

All'interfaccia aria-suolo sono presenti entrambe le due sorgenti di turbolenza. Quella di tipo meccanico dà luogo a vortici di dimensione relativamente limitata, ma la principale sorgente di turbolenza è di tipo convettivo e dà origine a vortici (*termiche*) di dimensione decisamente maggiore sui cui agisce la forza di Archimede dovuta alla differenza di densità dell'aria contenuta nei vortici rispetto alla densità dell'aria circostante. La loro forza motrice è quindi il galleggiamento (*buoyancy*).

Lo spazio di troposfera interessato dai moti verticali delle termiche è proprio il *CBL*. Le termiche generano un intensivo scambio verticale di energia e materia, e conseguentemente tutte le proprietà sono piuttosto ben mescolate nella maggior parte del *CBL*. Questo mescolamento è spesso limitato nella sua estensione verticale da uno strato stabile, spesso un'inversione, in alto, la cui altezza varia a seconda del luogo e della stagione.

La struttura tipica del *CBL* è rappresentata in Fig.1.1. Si possono distinguere tre differenti sottostrati:

- Lo *Strato Superficiale (Surface Layer, SL)*, il primo strato a partire dal suolo, che occupa circa il 5-10% dell'intero *CBL*. In esso la temperatura potenziale diminuisce con la quota, evidenziando uno stato di instabilità statica (la particella di aria, spostata dalla sua posizione di equilibrio, si allontanerà in modo inarrestabile dalla posizione iniziale). Si osserva inoltre una diminuzione dell'umidità specifica con la quota e un significativo gradiente verticale del vento. È questo lo strato in cui si ha la formazione e la prima evoluzione delle strutture termiche coerenti ed in cui è concentrata la maggior parte degli effetti di *shear*.
- Lo *Strato Rimescolato (Mixed Layer, ML)* incorpora la maggior parte del *CBL* (50-80%). I profili verticali della maggior parte delle variabili meteorologiche medie sono approssimativamente costanti con la quota a causa dell'intenso mescolamento verticale. Questo vale soprattutto per la temperatura potenziale (situazione di adiabaticità statica, con gradiente di temperatura potenziale circa nullo: la particella di aria, spostata dalla sua posizione di equilibrio, procederà con moto uniforme) ma anche per l'umidità specifica, per le concentrazioni di gas e aerosol e per la velocità e la direzione del vento. È questo lo strato in cui le strutture termiche coerenti hanno il loro massimo sviluppo.
- Lo *Strato di Entrainment (Entrainment Layer, EL)* forma una zona di transizione tra il *ML* e l'atmosfera libera, stabilmente stratificata e quasi non turbolenta, al di sopra. In questo strato si ha una rapida dissoluzione dei vortici convettivi. È caratterizzato da due processi contrastanti: la penetrazione delle termiche più energetiche nello strato stabile in alto, e il trascinarsi di aria calda e (in assenza di nuvole) secca dall'alto nel *ML*. L'*EL* comprende tipicamente il 10-30% dell'intero *CBL*, ma può essere anche più profondo del *ML*, soprattutto la mattina. Caratteristiche tipiche dell'*EL* sono un gradiente di temperatura fortemente positivo (si forma un'inversione termica che impedisce ulteriori moti verticali, e per questo è detto anche strato d'inversione), una netta diminuzione di umidità specifica e a volte un significativo gradiente positivo di venti. Nell'*EL* il flusso turbolento cinematico medio di calore $\langle w'\theta' \rangle$ diviene negativo, ovvero il flusso va verso il basso. Netti gradienti delle concentrazioni di aerosol e di gas sono spesso osservati da una parte all'altra dell'*EL*; questo evidenzia come il *PBL* sia una trappola per le particelle e i gas che, una volta emessi al suolo, hanno grande difficoltà a sfuggire.

Sopra il *PBL* la troposfera presenta i suoi tratti caratteristici con un incremento pressoché costante della temperatura potenziale (libera atmosfera) Alla quota h (talvolta indicata anche come z_i), corrispondente alla sua sommità, viene dato il nome di *altezza di rimescolamento (mixing height)* dai modellisti della dispersione degli inquinanti in aria.

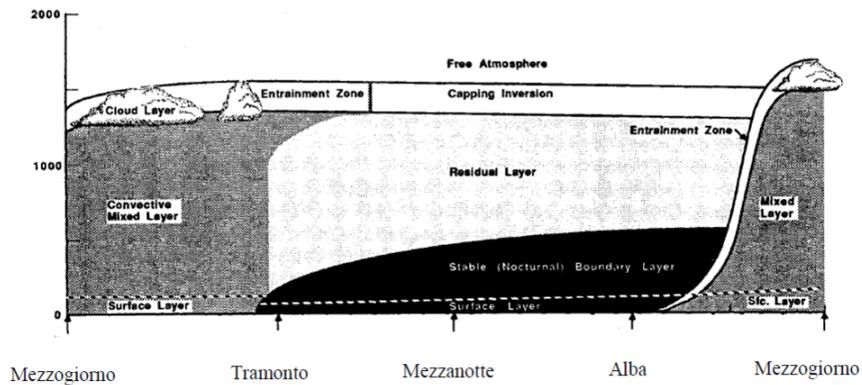


Figura 1.2: evoluzione giornaliera tipica del PBL (*Stull,[1]*)

Il profilo verticale della temperatura potenziale nel *CBL* mantiene, in un giorno sereno e soleggiato, la forma caratteristica evidenziata in precedenza per tutto il periodo convettivo della giornata, periodo che va da circa un'ora dopo l'alba a circa un'ora prima del tramonto. Ciò che cambia nel corso della giornata è l'estensione verticale del *CBL* (in continua crescita) e quindi lo spessore di atmosfera in cui si sviluppa tale profilo.

1.2 Evoluzione dello Strato Limite Atmosferico

Il *PBL* può essere diviso, secondo una sezione verticale, in diverse zone le cui proprietà variano nel tempo. In Fig.1.2 si osserva l'evoluzione (con il ciclo diurno) del *PBL* su suolo e in condizioni di alta pressione. Su mare il *PBL* è meno strutturato e varia molto più lentamente nello spazio e nel tempo a causa dell'intenso rimescolamento delle acque superficiali e dell'alta capacità termica di esse, che produce un effetto termostatico sull'atmosfera a contatto. L'estensione spazio-temporale dei diversi strati, e persino la loro stessa esistenza, dipendono dai valori dei parametri di controllo. Il parametro di controllo più importante è la differenza di temperatura tra la superficie della terra e l'aria.

Prima dell'alba la temperatura potenziale presenta una costante crescita con la quota, soprattutto in prossimità del suolo dove il suo gradiente è massimo. Il gradiente positivo di temperatura potenziale indica che il *PBL* è ovunque staticamente stabile (una particella di aria, se allontanata dalla propria posizione iniziale, tende a ritornarci con un moto oscillante smorzato) ed in questa situazione sono presenti solo piccoli vortici dovuti allo *shear*, originati nelle immediate vicinanze del suolo e poco estesi sulla verticale. Lo strato da essi occupato è indicato anche in questo caso come *Strato Superficiale (SL)*. Dopo l'alba lo strato convettivo cresce in altezza e in intensità della turbolenza (man mano che il riscaldamento della superficie terrestre da parte del sole aumenta). Circa mezz'ora prima del tramonto le termiche cessano di formarsi ed ha inizio

il raffreddamento radiativo, permettendo il decadimento della turbolenza nello strato precedentemente rimescolato, che è molto rapido nello strato superficiale e molto meno nella parte sovrastante del *PBL*. Questo strato, sostanzialmente abbandonato a sé stesso, è lo *Strato Residuale (Residual Layer, RL)*, così chiamato in quanto le variabili di stato che caratterizzano questo strato sono inizialmente le stesse dello strato rimescolato. Il *RL* presenta una condizione di stratificazione termica pressochè neutra, pertanto la turbolenza è circa uguale in tutte le direzioni. E' per questa ragione che i pennacchi emessi nel *RL* tendono a disperdersi con una geometria conica (*coning*). Il *RL* va avanti per tutta la notte e permane per diverso tempo anche dopo il sorgere del sole per cui la radiazione solare può dar luogo a reazioni fotochimiche con i composti dispersi in esso. Col passare del tempo il *RL* viene risucchiato (*entrained*) nello strato rimescolato che lo erode e così cresce. Eventuali fumi e sostanze intrappolati nel *RL*, allo svilupparsi dell'attività convettiva, vengono richiamati verso il basso potendo giungere fino al suolo (*fumigazione*) e dando così luogo ad un forte inquinamento. Per quanto concerne l'umidità essa si può accumulare nel *RL* e l'*entrainment* dell'aria umida nello strato rimescolato può produrre delle nuvole (di origine convettiva).

Sostanzialmente, dall'alba al tramonto si ha, quindi, un progressivo accrescimento della zona convettiva del *PBL* (costituita da *SL*, *ML* ed *EL*). Il limite superiore di tale strato è l'*altezza di rimescolamento convettiva*. Nelle ore notturne, invece, la struttura del *PBL* è molto più complessa e ciò che risulta più evidente è la presenza di uno strato turbolento di origine meccanica in prossimità della superficie terrestre che, pur essendo di complessa determinazione rispetto allo strato convettivo diurno, è comunque quantificabile, anche se in maniera meno univoca, ed il suo limite superiore viene denominato *altezza di rimescolamento meccanica*.

1.3 L'altezza di rimescolamento convettiva

L'*altezza di rimescolamento* h è un importante parametro nei modelli di dispersione e la sua determinazione è oggetto della relazione del Working Group 2 dell'azione COST710 [2]. E' definita come l'altezza di quello strato di atmosfera adiacente al suolo in cui gli inquinanti o ogni altro costituente emesso al suo interno o inglobato per *entrainment* diviene ben rimescolato o per convezione o per turbolenza meccanica con un tempo di scala dell'ordine dell'ora (Beyrich [3]).

Facendo riferimento alla Fig. 1.1 e osservando l'*EL*, due definizioni per l'*altezza di rimescolamento convettiva* sono possibili, h^- e h^+ . Anche se la definizione data corrisponde ad h^+ si usa più spesso il valore intermedio h , definito come l'altezza alla quale cambia segno il gradiente del flusso di calore. Questa è la definizione più vicina alla definizione termodinamica dell'altezza del *CBL*.

E' indispensabile per molti scopi costruire un modello che permetta la stima di h . Naturalmente, se si impiegasse un modello numerico prognostico basato sulle equazioni di conservazione (di quantità di moto, massa, energia, vapor

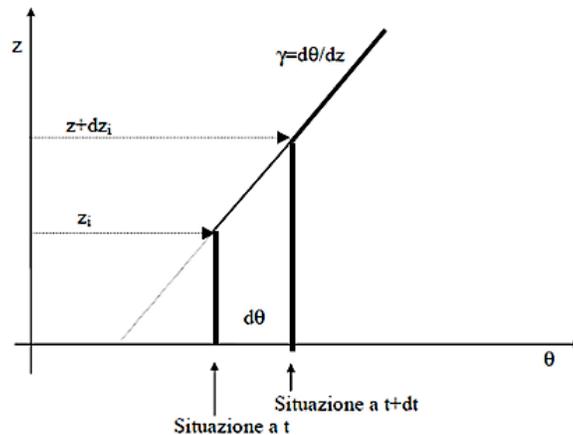


Figura 1.3: schematizzazione dell'evoluzione del profilo verticale di temperatura potenziale nel CBL (fig. tratta dalle dispense del corso di laboratorio di Fisica dell'Atmosfera, Argentini, Sozzi [6].)

d'acqua, altre variabili scalari, ed equazione di stato dei gas), h sarebbe uno dei risultati prodotti dal modello stesso. Tuttavia nella pratica corrente è necessario poter disporre di un modello dedicato alla previsione di h possibilmente di complessità ridotta e comunque basato sugli elementi fisici principali che influenzano l'estensione verticale del *PBL*. Qui di seguito sono presentati i due modelli più importanti che hanno fornito risultati estremamente realistici.

Il metodo termodinamico

Uno dei modelli più semplici per determinare l'evoluzione temporale dell'altezza z_i del *CBL* è quello che tiene conto solo della termodinamica, trascurando completamente la dinamica connessa con l'inglobamento (*entrainment*) dell'aria dell'atmosfera libera al di sopra. Se si considera un sito pianeggiante e se si trascurano gli effetti *avvettivi*, si può semplificare la situazione, mostrata in Fig.1.3, nel modo seguente (Carson [4], Stull [1], Garratt [5]) :

- si trascurano il *SL* e l'*EL* e quindi si immagina che tutto il *CBL* in realtà sia rappresentato dal solo *ML*;
- il profilo di temperatura potenziale risulta costante e pari ad un valore $\bar{\theta}$ per tutto il *CBL*;
- sopra il *CBL* la temperatura potenziale cresce linearmente con gradiente costante γ .

In un intervallo di tempo dt durante il quale la temperatura media del *CBL* aumenta di $\bar{d\theta}$ (provocando un'erosione di una porzione di aria sovrastante

caratterizzata dal gradiente di temperatura potenziale γ) z_i varia nel modo seguente:

$$\frac{dz_i}{dt} = \frac{1}{\gamma} \frac{d\bar{\theta}}{dt} \quad (1.1)$$

Una colonna d'aria di superficie unitaria e di altezza z_i varia la propria temperatura media di una quantità $d\bar{\theta}$ poichè acquista la quantità di calore seguente:

$$Q_1 = \rho C_p d\bar{\theta} z_i \quad (1.2)$$

Tale calore può derivare solo da due fonti distinte. La prima, e più importante, è costituita dal flusso di calore sensibile presente al suolo:

$$Q_2 = \rho C_p \overline{w'\theta'_s} dt \quad (1.3)$$

La seconda è costituita da eventuale flusso di calore che dall'*EL* entra nella colonna d'aria dall'alto (considerando positivo il flusso di calore verso l'alto e negativo verso il basso):

$$Q_3 = -\rho C_p \overline{w'\theta'_{z_i}} dt \quad (1.4)$$

Il bilancio energetico della colonna d'aria nell'intervallo di tempo dt è dato da:

$$Q_1 = Q_2 + Q_3 \quad (1.5)$$

da cui si ottiene l'equazione che mette in relazione la variazione temporale della temperatura potenziale media del *CBL* con i flussi di calore al suolo e all'*EL*:

$$\frac{d\bar{\theta}}{dt} = \frac{1}{z_i} [\overline{w'\theta'_s} - \overline{w'\theta'_{z_i}}] \quad (1.6)$$

Introducendo (1.6) in (1.1) si ottiene la relazione generale che rappresenta l'evoluzione temporale dell'altezza del *CBL*:

$$\frac{dz_i}{dt} = \frac{1}{\gamma z_i} [\overline{w'\theta'_s} - \overline{w'\theta'_{z_i}}] \quad (1.7)$$

Se si assume che il riscaldamento della colonna d'aria sia dovuto esclusivamente al flusso di calore al suolo (indicato col termine di *encroachment*), la (1.7) diviene:

$$\frac{dz_i}{dt} = \frac{\overline{w'\theta'_s}}{\gamma z_i} \quad (1.8)$$

Indicando con H il valore medio del flusso turbolento di calore sensibile al suolo nell'intervallo temporale $t_1 - t_2$, la (1.8) può essere integrata analiticamente, giungendo alla relazione seguente:

$$z_i(t_2) = \sqrt{\left\{ z_i^2(t_1) + \frac{2}{\gamma} \frac{H}{\rho C_p} (t_2 - t_1) \right\}} \quad (1.9)$$

Tra il flusso di calore al suolo e quello all'*EL* esiste, con buona approssimazione, una relazione del tipo:

$$\frac{-\overline{w'\theta'}_{z_i}}{\overline{w'\theta'}_s} = A \quad (1.10)$$

dove A vale circa 0.2. Pertanto, se considero anche il flusso all'*EL*, la (1.8) si trasforma in:

$$\frac{dz_i}{dt} = 1.2 \frac{\overline{w'\theta'}_s}{\gamma z_i} \quad (1.11)$$

e, se consideriamo l'intervallo $t_1 - t_2$ ed il flusso medio al suolo H , la (1.9) diventa:

$$z_i(t_2) = \sqrt{\left\{ z_i^2(t_1) + \frac{2.4}{\gamma} \frac{H}{\rho C_p} (t_2 - t_1) \right\}} \quad (1.12)$$

Per come è stato concepito questo modello trascura completamente l'apporto meccanico della turbolenza e ciò comporta un'inevitabile sottostima delle previsioni in tutte quelle situazioni in cui tale apporto è percentualmente significativo o predominante (specialmente nelle prime ore convettive della giornata).

Lo slab model

Normalmente l'*EL* ed il *SL* sono di estensione limitata rispetto al *ML*, soprattutto nelle ore centrali della giornata e nel pomeriggio. Per questa ragione si può semplificare drasticamente la forma del profilo verticale della temperatura potenziale (Fig.1.4), considerato costante entro tutto il *PBL*, dal suolo fino a z_i , punto nel quale l'*EL* rappresenta un'evidente discontinuità (variazione repentina di temperatura potenziale) e viene ridotto ad un semplice salto (*slab*) di temperatura potenziale $\Delta\theta$. Al di sopra di tale zona θ cresce linearmente sempre con gradiente costante γ .

Da queste constatazioni (Driedonks e Tennekes, [7]) si schematizzano tutti i profili delle principali variabili meteorologiche nel modo seguente:

- entro tutto il *CBL* ogni singola variabile assume un valore costante e pari al suo valore medio verticale;
- l'*EL* è considerato di spessore verticale infinitesimo;
- in corrispondenza dell'*EL* la variabile meteorologica presenta una discontinuità caratteristica.

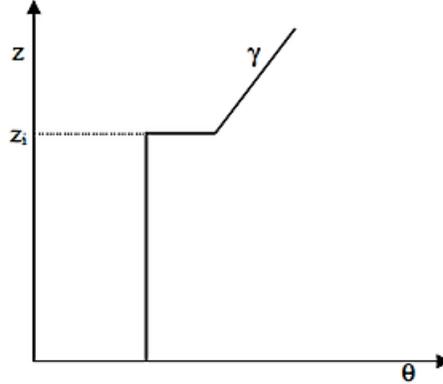


Figura 1.4: il profilo verticale della temperatura potenziale secondo lo slab-model (fig. tratta dalle dispense del corso di laboratorio di Fisica dell'Atmosfera, Argentini, Sozzi [6].)

Un tale modello semplificato viene indicato col termine *slab model*.

Su queste basi sono stati sviluppati modelli operativi per la stima dell'evoluzione temporale dell'altezza del *PBL*, tutti di tipo differenziale e di varia complessità. Il più utilizzato è il modello di *Gryning Batchvarova* (Gryning e Batchvarova [8, 9]). Il risultato finale è la relazione differenziale seguente:

$$\left\{ \frac{z_i^2}{(1+2A)z_i - 2BkL} + \frac{Cu_*^2 \bar{\theta}}{\gamma g [(1+A)z_i - BkL]} \right\} \left(\frac{dz_i}{dt} - w_h \right) = \frac{(\overline{w'\theta'})_s}{\gamma} \quad (1.13)$$

che è in grado di descrivere l'evoluzione nelle situazioni diurne, tenendo conto sia dell'apporto convettivo che dell'apporto meccanico. I valori normalmente accettati per le costanti numeriche A, B, C sono rispettivamente 0.2, 2.5 e 8. Questa equazione richiede la conoscenza dell'evoluzione temporale della velocità di scala che parametrizza la turbolenza meccanica prodotta dal *wind shear*, la *friction velocity* u_* , del flusso cinematico al suolo $(\overline{w'\theta'})_s$ e di γ .

E' interessante notare che, se si considera $B = C = 0$ (cioè se si trascura la turbolenza meccanica, cosa vera nelle situazioni ad elevata convettività) e se si considera che anche A sia nullo (situazione che richiede un flusso di calore all'interfaccia nullo e che a volte si presenta nella pratica), questo modello si riconduce al modello di *encroachment* (Carson e Smith [10]).

Capitolo 2

Determinazione dell'altezza di rimescolamento

2.1 Panoramica dei sistemi di misura

2.1.1 Misure in situ

2.1.1.1 Stazione meteorologica al suolo

Il sistema più comodo e più usato per la misura delle variabili micrometeorologiche è la stazione meteorologica al suolo. In essa si trovano essenzialmente gli elementi seguenti:

- un insieme di strumenti (sensori) in grado di misurare le variabili di interesse, cioè di reagire alla loro variazione, producendo in uscita segnali elettrici;
- un sistema elettronico che gestisce la temporizzazione delle misure (cioè che decide quando realizzare la misura), che opera le trasformazioni delle uscite elettriche dei singoli sensori e che le presenta direttamente all'utente in forma alfanumerica e/o grafica.

I sensori vengono localizzati a differenti quote rispetto al suolo, normalmente sopra pali o torri meteorologiche. Ovviamente il limite intrinseco a un tale sistema di misura è che si può tener sotto osservazione solo la micrometeorologia della parte del SL .

2.1.1.2 Sondaggi in quota

Con questo termine si intendono tutte quelle tecniche tradizionali che consentono l'osservazione dell'evoluzione in quota delle principali variabili meteorologiche medie. Sono tecniche di varia complessità e costo, tutte accomunate dalla presenza di un pallone che trascina nel moto ascensionale degli stru-

menti meteorologici ed un sistema di acquisizione e trasmissione dati ridotto all'essenziale.

Palloni pilot Questa tecnica è la più antica e permette di determinare in modo approssimato il valore in quota della velocità e della direzione del vento. In pratica si libera un pallone (normalmente di colore rosso perché sia facilmente visibile) che sale con una velocità ascensionale costante e nota. A terra si segue il volo del pallone (detto *pilot*) con un normale teodolite (strumento ottico a canocchiale per la misurazione di angoli) e a tempi fissati se ne registra la posizione nel cielo. L'inseguimento continua finché il pallone resta visibile ed è quindi possibile determinarne la posizione. Dalle rilevazioni ottenute dal teodolite ai vari istanti temporali si è in grado di seguire gli spostamenti in verticale ed in orizzontale del pallone e quindi si è in grado, anche se in maniera approssimata, di ricostruire il profilo verticale del vento durante il periodo di osservazione. Dato che la tecnica è quasi completamente manuale e la posizione del pallone è determinata a vista, gli errori che si possono commettere dipendono dall'abilità dell'operatore. Vale la pena sottolineare che tale tecnica dovrebbe essere impiegata quando gli altri tipi di sondaggio non sono impiegabili, per ragioni tecniche o per economiche.

Radiosonde Questa tecnica usa palloni molto simili ai palloni *pilot*, anche se di dimensione maggiore, e la sua caratteristica principale è quella di consentire l'aggancio al pallone di una sonda non recuperabile in cui sono integrati dei sensori, oltre che un sistema radiotrasmittente ridotto all'essenziale per trasmettere a terra i dati rilevati dagli strumenti a tempi fissi. Questo sistema di misura è in grado di rilevare il profilo verticale della temperatura dell'aria, dell'umidità e di velocità e direzione del vento. E' anche la maniera standard usata dai vari Servizi Meteorologici di tutto il mondo per osservare, alcune volte al giorno, in ore prestabilite, i profili verticali delle citate variabili meteorologiche.

Il problema principale legato all'adozione di questa tecnica sta non solo nel numero limitato di parametri meteorologici rilevati, ma soprattutto nell'elevato costo delle sonde che inesorabilmente vanno perse ad ogni lancio. Inoltre va sottolineato che le variabili rilevate durante la salita della sonda sono di fatto variabili istantanee e quindi il loro profilo verticale sarà inevitabilmente abbastanza irregolare; quindi, i profili rilevati dovranno essere opportunamente filtrati numericamente prima dell'uso.

Pallone frenato Il *pallone frenato* è un piccolo aerostato ancorato al suolo da un cavo che può essere sollevato gradualmente.

Chiaramente le quote che un tale sistema può raggiungere sono relativamente basse (400÷800 m), tuttavia il fatto che possa esplorare con relativa libertà gli strati bassi del *PBL*, mediante una strumentazione sicuramente più completa di quella che è possibile mettere su una radiosonda, ne ha fatto uno strumento molto usato ed estremamente prezioso nelle campagne micrometeorologiche. Questo sistema, però, presenta alcuni seri problemi. Il primo risiede nel fatto

che, in situazioni di vento forte, l'aerostato tende a spostarsi molto in orizzontale, rendendo difficili e rischiose le manovre. Il secondo, molto grave, sta nel fatto che tale sistema è un serio pericolo alla navigazione aerea per la presenza del cavo.

2.1.2 Sistemi remote sensing

Un deciso miglioramento, almeno in termini concettuali, è rappresentato dai cosiddetti sistemi remote sensing, una famiglia di sistemi di misura che basano il proprio funzionamento sull'emissione in aria di onde acustiche o elettromagnetiche e nell'analisi delle onde retrodiffuse, risultato dell'interazione tra tali impulsi e l'atmosfera. I vari sistemi interpretano questa interazione in termini di profilo verticale di alcune delle grandezze meteorologiche di interesse. Il termine *remote-sensing* sta proprio ad indicare sensori che fisicamente si collocano sulla superficie terrestre, ma che sono in grado di studiare l'atmosfera sovrastante in maniera remota.

Essi possono acquisire i profili verticali delle differenti variabili meteorologiche a cadenze molto ravvicinate (per esempio ogni 15 minuti), mentre l'impiego delle radiosonde è limitato dal tempo necessario per completare il sondaggio (proporzionale alla velocità di salita della sonda, che deve essere sufficientemente lenta per limitare i problemi legati alla limitata dinamica dei sensori ed alla massima quota raggiunta).

SODAR

Il *SODAR* (Sound Detection and Ranging) è un sensore acustico in grado di rilevare, fino a quote dell'ordine di 500÷1000 m, il profilo di velocità e direzione del vento, della deviazione standard delle componenti del vento e anche del parametro di struttura della temperatura C_T^2 . Gli impulsi sonori emessi da un *SODAR* interagiscono con le strutture turbolente di origine termica presenti nella *PBL* e vengono da esse retrodiffusi, producendo un eco di ritorno che giunge al suolo dove viene registrato. Dall'analisi degli echi di ritorno è possibile determinare la struttura termica turbolenta dell'atmosfera. Più è intenso l'eco ad una quota, maggiori sono le fluttuazioni di temperatura.

RASS

Il sistema radioacustico *RASS* è dedicato alla determinazione dei profili verticali di temperatura virtuale.

Nella sua essenza il metodo consiste di un potente generatore acustico che lancia verso l'alto un breve treno d'onde sinusoidali. La velocità istantanea di questo segnale, via via che si innalza, dipende dalla radice quadrata della temperatura locale. Questa velocità viene continuamente rilevata da terra mediante un radar Doppler. Il rilevamento è reso possibile dal fatto che l'intensa pressione dell'onda acustica influisce localmente sull'indice di rifrazione elettromagnetico dell'aria, in modo da dar luogo ad un radioeco. Il diagramma delle velocità,

misurate in funzione del tempo trascorso dal momento del lancio dell'impulso acustico, permette di tracciare direttamente l'andamento della temperatura in funzione della quota.

La quota utile raggiungibile dai *RASS* dipende dall'assorbimento acustico dell'atmosfera. Quanto più questo è elevato, tanto meno intensa risulta l'eccitazione ondulatoria degli strati d'aria alle quote più elevate e la massima quota di misura diminuisce di conseguenza. Un limite pratico è pari a circa 700 m.

Il *RASS* tende a funzionare in modo migliore in condizioni di aria umida. L'umidità dell'aria, infatti, diminuisce il potere di assorbimento acustico dell'atmosfera ed aumenta in modo conseguente l'intensità dell'eccitazione, che l'impulso radar può quindi leggere con molta maggior chiarezza.

Wind Profiler

E' il sistema remote sensing più giovane e promettente. Attualmente da esso si rilevano profili di vento che raggiungono quote ben più elevate di quelle raggiunte dal *SODAR*. In futuro è prevedibile il suo maggior coinvolgimento nella determinazione di quei parametri importanti per la determinazione dello stato dell'atmosfera. I profilatori radar della velocità del vento si basano sulla controparte radio dell'effetto sfruttato dal *SODAR*. Un segnale radio, emesso in una direzione, subisce per una (minima) parte una riflessione retrograda, la cui intensità ed il cui spostamento doppler rispetto all'onda emessa forniscono informazioni utili sulla velocità media e sui momenti del secondo ordine della velocità del vento lungo la direzione di misura. Combinando diverse direzioni di misura è possibile ricavare una stima della velocità del vento in orizzontale, a varie quote sulla verticale. Data la piccola intensità della riflessione dei segnali radar, se confrontati con le loro controparti sonore, il rapporto segnale/rumore è molto più basso nel caso dei profilatori, rispetto a quanto si può osservare con i *SODAR*. D'altra parte, il tempo di propagazione dei segnali radar è enormemente più basso di quello delle onde sonore e ciò permette una velocità di campionamento molto maggiore.

LIDAR

Nel caso del *LIDAR* (Light Detection and Ranging) vengono inviati in atmosfera raggi laser. La radiazione elettromagnetica interagisce con l'aerosol presente in atmosfera, generando anche in questo caso un eco di ritorno. Poiché gli aerosol sono confinati principalmente nel *PBL*, l'eco di ritorno che ne evidenzia la presenza, proporzionale alla concentrazione alle varie quote, consente di individuare la porzione di atmosfera in cui risiede e si rimescola l'aerosol a causa della turbolenza, quindi il *PBL*.

Ulteriori considerazioni

Un aspetto interessante è legato al fatto che diversi sistemi remote sensing possono essere accoppiati tra loro: un tipico esempio è l'accoppiamento di un *Wind*

Profiler con un *RASS*. In questo caso l'insieme dei due non solo produce i profili previsti per i singoli sistemi ma può fornire anche, per esempio, il flusso turbolento verticale di calore sensibile in tutto il *PBL*, cosa che comincia a far intravedere ai micrometeorologi la possibilità che si avveri il sogno di poter misurare direttamente la turbolenza del *PBL*. Comunque, anche con i sistemi remote sensing non si riesce a vedere l'intero dominio spaziale di interesse.

Un primo passo in questa direzione è costituito dagli aerei per osservazioni meteorologiche. Questa tecnica è stata molto impiegata in varie campagne sperimentali e di fatto è da esse che derivano i pochi dati sperimentali relativi allo stato della parte alta del *PBL*. Ovviamente sistemi di questo genere non consentono un'osservazione continua (come lo consente una stazione meteorologica al suolo o i sistemi remote sensing) e si limitano ad osservazioni in campagne sperimentali lungo traiettorie spaziali che vanno ad osservare punti interessanti del *PBL*. Forse il sogno della visione spaziale dei campi meteorologici è vicino grazie al radar meteorologico. Questo sistema, che basa il proprio funzionamento sull'emissione di onde elettromagnetiche, è costruito in modo da consentirgli l'esplorazione di tutto lo spazio circostante il luogo in cui è posto il sensore. Per il momento il suo impiego prevalente è limitato alla determinazione del campo di vento e di pioggia. Da ultimo non va dimenticato l'apporto dei satelliti artificiali geostazionari e polari, che attualmente consentono lo studio sistematico e con una buona risoluzione dell'albedo, della temperatura radiativa superficiale, del bilancio radiativo superficiale e della copertura nuvolosa.

2.2 Determinazione pratica dell'altezza di rimescolamento nel caso convettivo

Esistono diversi modi per determinare o stimare l'altezza di rimescolamento h nel caso convettivo. I più importanti saranno descritti nelle seguenti sottosezioni.

2.2.1 Determinazione dell'altezza di rimescolamento da misure

2.2.1.1 Stime da radiosondaggi

I radiosondaggi sono la fonte più comune di dati che può essere utilizzata per determinare h . Misure da radiosondaggi si estendono ben oltre l'altezza di tutto il *PBL*, sono ampiamente distribuite in tutta Europa e i dati sono continuamente controllati. D'altra parte, nella maggior parte delle stazioni, le misurazioni vengono effettuate solo due volte al giorno, a tempi specificati. Conseguentemente i sondaggi possono essere utilizzati solo per avere un riferimento da confrontare con valutazioni di h provenienti da modelli. Preprocessori meteorologici avanzati utilizzano informazioni provenienti sia da misure meteorologiche al suolo che da sondaggi al fine di valutare al meglio h . Altre limitazioni fondamentali dei radiosondaggi sono la scarsa risoluzione verticale dei dati e la perdita di

precisione a causa della costante di ritardo del sensore, delimitata dalla velocità di risalita della sonda. A causa della velocità di risalita relativamente elevata, la radiosonda dà solo un'informazione istantanea sulla struttura del *PBL*.

Il primo passo dell'analisi è la regolarizzazione dei profili che inevitabilmente presentano irregolarità dovute a molte cause differenti. Sono state proposte molte regole per regolarizzare i profili sperimentali, più o meno complesse. Una possibilità semplice è costituita dal sostituire, ad esempio considerando il profilo di temperatura potenziale, ad ogni θ_k , relativa alla quota z_k , la media tra questo valore e quello rilevato alla quota immediatamente superiore. Questa procedura può essere iterata per alcune volte e normalmente consente di eliminare gran parte delle irregolarità.

In condizioni convettive, h è identificata dall'inversione di temperatura caratteristica dell'*EL* o da una significativa riduzione dell'umidità dell'aria.

Holzworth e altri ([11, 12, 13]) hanno sviluppato metodi oggettivi per semplificare e omogeneizzare l'analisi della stratificazione, spesso complessa, del *PBL* e per stimare h in condizioni convettive. L'idea di base del *metodo Holzworth* è seguire l'adiabatica secca che parte dalla superficie con la temperatura misurata fino alla sua intersezione con il profilo di temperatura del più recente radiosondaggio. Va osservato, tuttavia, che questo metodo dipende fortemente dalla temperatura superficiale e può risultare, in situazioni senza una pronunciata inversione nell'*EL*, un'elevata incertezza nel valore stimato di h . Inoltre tale valore non risulta fortemente correlato con le concentrazioni di tracce di gas osservate.

Più recentemente sono stati sviluppati metodi basati su variabili conservate che permettono l'analisi di strutture di massa d'aria e del mescolamento verticale (Betts e Albrecht, [14]). Essi coinvolgono il rapporto di mescolamento r , la temperatura potenziale θ , la temperatura potenziale virtuale θ_v , la temperatura potenziale equivalente θ_e , la temperatura potenziale equivalente di saturazione θ_{es} e la differenza p^* tra la pressione effettiva e la corrispondente pressione di aria satura calcolata da osservazioni di temperatura, punto di rugiada e pressione. La figura 2.1 mostra un esempio di un tipico sondaggio alle 12 UTC¹ in una limpida giornata estiva con CBL ben sviluppato. La parte superiore dell'*EL* (~3000 m slm) è caratterizzata da un minimo di p^* e un massimo di θ_{es} . La base dell'*EL* (~2500 m slm) è caratterizzata da un improvviso calo di p^* associato ad un minimo locale di θ_{es} . L'*EL* mostra un basso valore di p^* relativamente costante.

Un altro approccio popolare è l'uso del numero di Richardson, Ri , un rapporto adimensionale tra il tasso di dissipazione (o produzione) di turbolenza termica e il tasso di turbolenza prodotta dal *wind shear*. La condizione sufficiente di stabilità afferma che l'instabilità è proibita quando $Ri > 0.25$. Ciò significa che, ogni volta che Ri supera il valore critico 0.25, ci si ritroverà in una situazione in cui i moti verticali delle particelle vengono smorzati. I metodi basati su Ri differiscono principalmente nella parametrizzazione della produzio-

¹tempo coordinato universale (*Coordinated Universal Time*): è il fuso orario di riferimento da cui sono calcolati tutti gli altri fusi orari del mondo.

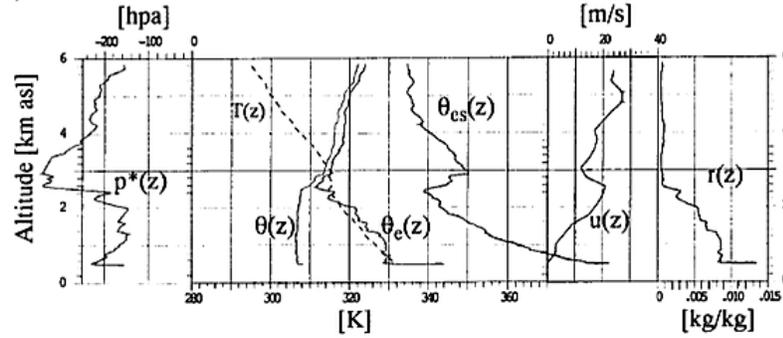


Figura 2.1: Tipico sondaggio estivo diurno (Payerne, Svizzera, 29 Luglio 1993, 15 UTC) con profili delle variabili conservative suggeriti da Betts e Albrecht ([14]).

basata sul profilo di vento	basata su profili di temperatura/umidità	basata su profili di turbolenza
Altezza di una zona con significativo gradiente di velocità e/o direzione del vento	$\frac{\partial T}{\partial z} > 0 \rightarrow h^-$	$-\langle w'\theta' \rangle = Max. \rightarrow h$
	$\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0 \rightarrow h^-$	$\langle w'\theta' \rangle = 0 \rightarrow h^-$
	$\gamma_\theta < c_\gamma \gamma_{ad} \rightarrow h^-$	Altezza alla quale ε (tasso di dissipazione di energia cinetica turbolenta, TKE) diminuisce improvvisamente
	Altezza alla quale una particella in salita diventa neutralmente galleggiante	
	Altezza alla quale l'umidità diminuisce improvvisamente	Massimo locale di C_T^2
	livello superiore di uno strato con instabilità positiva di energia	Significativa diminuzione di accelerazione verticale su un aeromobile
	$h_{Ri} : Ri \geq Ri_C$ con $Ri_C = 0.25$ numero critico di Richardson	

Tabella 2.1: Determinazione dell'altezza di rimescolamento da sondaggi o da modelli numerici. Il tipo di altezza determinato da ciascuno dei metodi è indicato dai simboli h^- , h e h^+ , precedentemente individuati nel paragrafo 1.3 (Seibert e al., [2])

ne di turbolenza dal *wind shear* nel *SL* e nella considerazione di un eccesso di temperatura vicino la superficie in condizioni convettive.

Parcel methods possono essere intesi come una semplificazione dei metodi numerici *Ri* in cui viene trascurato il contributo di *shear*. In tal modo essi sono adatti solo per condizioni instabili. Essi determinano h come il livello di equilibrio (spesso attraverso il profilo di temperatura potenziale) di una ipotetica massa d'aria, rappresentante una termica, che sale. Wotawa e al. ([15]) hanno applicato un *parcel model* utilizzando profili verticali di temperatura e umidità specifica e prendendo h come l'altezza in cui l'energia statica secca di una particella sollevata eguaglia quella al livello di partenza (superficie) più un vortice di energia in eccesso. Questo vortice di energia in eccesso è calcolato dai flussi superficiali di galleggiamento e di quantità di moto.

E' da sottolineare comunque che stime di h basate su radiosondaggi possono avere incertezze piuttosto elevate.

Una stima di h da dati provenienti da pallone frenato o da aeromobile è, in linea di principio, non molto diversa dall'analisi dei radiosondaggi, finchè anche le altre piattaforme di misura forniscono profili di parametri meteorologici medi. La possibilità di effettuare misure di parametri turbolenti o profili di concentrazioni di tracce di gas, a bordo di un aeromobile strumentato o utilizzando sonde speciali applicate a un pallone frenato, offre ulteriori possibilità per la stima di h . Il funzionamento di entrambi i sistemi, tuttavia, è molto costoso e quindi non è adatto per applicazioni di routine.

Una sintesi dei metodi e degli algoritmi più popolari per derivare h da un diretto sondaggio verticale è riportato nella Tabella 2.1.

2.2.1.2 Stime da sistemi remote sensing

In molti paesi sistemi di remote sensing sono sempre più introdotti in applicazioni operative. Essi forniscono un'alternativa interessante per la stima di h . I vantaggi fondamentali dei sistemi remote sensing sono la possibilità di funzionamento continuo e il fatto che i sistemi non provocano alcuna distorsione o modifica del flusso indagato.

Tra i diversi sistemi il *SODAR* è uno dei più semplici e meno costosi, rendendosi adatto per operazioni di routine. Il principio fisico alla base del funzionamento del *SODAR* è la dispersione del suono a causa delle disomogeneità su piccola scala nel profilo verticale dell'indice di rifrazione acustico, disomogeneità che sono il risultato di fluttuazioni turbolente o del gradiente locale della temperatura media. L'intensità di queste disomogeneità può essere quantitativamente caratterizzata dai parametri strutturali dell'indice di rifrazione C_n^2 e della temperatura C_T^2 , che quindi determinano l'intensità del suono retrodiffuso. Alcune caratteristiche tipiche dei profili verticali di C_T^2 possono essere utilizzate per ricavare h dai profili di intensità retrodiffusa. Inoltre, i sistemi *SODAR* con capacità doppler permettono la determinazione di profili del vento medio e della varianza della velocità verticale. Anche questi ultimi possono essere impiegati per la determinazione di h .

SODAR	Limite inferiore di uno strato eco elevato
	Centro di uno strato eco elevato, in caso di forte variabilità dell'altezza
	Massimo di $\frac{\partial S}{\partial z}$ (S intensità retrodiffusa)
	Massimo secondario di S
	Forte diminuzione di σ_w^2 (varianza della velocità verticale)
	Altezza di strutture eco convettive moltiplicate per un certo fattore
	Estrapolazione del profilo di w all'interno di pennacchi convettivi
	Metodi di similarità basati su profili di $C_T^2, \sigma_w^2, \lambda_{max}$
Wind Profiler	Altezza dell'elevato massimo di C_n^2
LIDAR	Altezza alla quale l'intensità retrodifusa diminuisce rapidamente

Tabella 2.2: Criteri per la stima di h da dati remote sensing (Seibert e al., [2])

Va osservato, però, che l'intervallo verticale della maggior parte dei *SODAR* è limitato ad un massimo di circa 1 km. Raramente la quota massima raggiunta supera i 600 metri e ciò limita molto l'applicabilità di un tale sistema. Di fatto la sua principale utilità è limitata alle prime ore del giorno e quindi utile per indagare l'evoluzione iniziale dell'accrescimento del *CBL*. Tuttavia stime di h sono state una delle applicazioni classiche del *SODAR* per circa 20 anni.

Il *LIDAR* permette la misura di profili di concentrazione di aerosol o tracce di gas, e può quindi fornire misure dirette di h , poiché l'*EL* è spesso associato a forti gradienti del contenuto di aerosol. L'analisi dei dati *LIDAR* richiede, però, una correzione a causa di incertezze piuttosto elevate in regioni con forti variazioni di contenuto e composizione di aerosol, cioè nell'*EL*. L'interpretazione dei dati spesso non è semplice, in quanto non permette di decidere se gli strati di aerosol rilevati siano realmente il risultato di mescolamento verticale in corso o se provengono da trasporto avvertivo o da processi di accumulazione passati.

Un dispositivo molto promettente per la misura diretta e continua di h in una profonda *CBL* sembra essere il *Wind Profiler*, specialmente per i profili verticali dell'intensità del segnale retrodiffuso. Similmente al *SODAR*, l'intensità retrodiffusa del segnale elettromagnetico è proporzionale al parametro di struttura dell'indice di rifrazione (in questo caso per onde elettromagnetiche), che dipende da fluttuazioni su piccola scala e disomogeneità di temperatura e umidità (l'influenza dell'umidità è quella dominante). Il profilo verticale di C_n^2 di solito mostra un massimo secondario nell'*EL*. Tuttavia il profilo di umidità, spesso, non è così miscelato come quello di temperatura, e questo può causare una certa ambiguità sui valori di h derivati.

Metodi e algoritmi per derivare h dai sistemi *remote sensing* sono elencati nella Tabella 2.2.

La combinazione di diversi sistemi remote sensing (ad esempio *SODAR* + *Wind Profiler* o *SODAR* + *LIDAR*) offre un modo promettente verso il monitoraggio diretto e continuo dell'evoluzione di h per tutto il ciclo diurno completo. Tuttavia si deve ammettere che l'interpretazione dei dati misurati con i sistemi remote sensing non è sempre facile.

2.2.1.3 Altri metodi empirici

Un'altra stima indiretta di h descritta in letteratura si basa su misure di variazioni di concentrazione del radon, gas nobile non reattivo, fondamentalmente emesso da fonti naturali tramite esalazione dal terreno. Tuttavia, come sottolineato da Guedalia e al. ([16]), tali misurazioni non consentono una stima diretta di h ma piuttosto forniscono un valore che potrebbe essere chiamato *altezza di rimescolamento equivalente*, che caratterizza le condizioni generali di dispersione. Analogamente, sono stati segnalati tentativi per stimare h da misure simultanee di concentrazione a terra e di profondità totale della colonna di SO_2 (Cappellani e Bielli, [17]). Questo metodo presuppone che il rapporto di mescolamento di SO_2 sia costante con l'altezza o che segua un profilo specifico all'interno del *ML* e che sia completamente assente sopra il *ML*. È evidente che un tale metodo è applicabile solo per determinate regioni e condizioni atmosferiche molto specifiche. Comunque, devono essere previste grandi incertezze.

2.2.2 Confronto tra diversi metodi empirici

Un accordo completo tra i valori di h , derivati da diversi sistemi, non può essere previsto a priori, a causa di vari motivi. La descrizione della struttura del *CBL* può essere basata su variabili meteorologiche medie (temperatura, umidità, vento) o su parametri turbolenti (flussi, varianze, *TKE*, parametri di struttura). I profili verticali dei diversi parametri sono influenzati in modo diverso dai processi che avvengono sulla superficie terrestre. Inoltre, un sacco di processi turbolenti e non (riscaldamento e raffreddamento, convezione e subsidenza, processi di radiazione, baroclinicità, avvezione, onde gravitazionali, cambiamenti di fase dell'acqua) interagiscono tra loro all'interno del *PBL* e influenzano i profili verticali. È spesso difficile, se non impossibile, separare i vari contributi. D'altra parte i diversi sistemi di sondaggio misurano diversi parametri atmosferici con diversa risoluzione e precisione verticale.

Esperimenti per confrontare i valori di h derivati da differenti sistemi di misura (radiosonde, *SODAR*, *RADAR*, *LIDAR*, aerei), in condizioni convettive, sono stati descritti per esempio da Russell et al. ([18]), Noonkester ([19]), Coulter ([20]), Kaimal et al. ([21]), Baxter ([22]) e Marsik et al. ([23]). Questi studi mostrano che le differenze relative sono principalmente minori del 10%, a condizione che l'inversione elevata che limita il *CBL* ben miscelato non sia troppo debole ed abbia una base inferiore ben definita. Conclusioni sulle possibili deviazioni sistematiche tra le diverse stime di h non sono coerenti (ad eccezione del *LIDAR*), a causa dei diversi criteri applicati per analizzare i profili nonché

al numero spesso limitato di osservazioni e alle differenze spaziali tra i siti in cui operano i diversi sistemi.

In caso di una debole inversione o di un *CBL* non perfettamente miscelato, misurazioni da diversi sistemi e persino l'analisi dello stesso profilo di temperatura potenziale eseguita da diversi meteorologi esperti possono facilmente portare a differenze relative del 25% o anche maggiori.

I valori di h derivati da misure *LIDAR* generalmente sono leggermente, ma sistematicamente, superiori a quelli derivati da profili di temperatura o misurazioni *SODAR*. Questo è fondamentalmente spiegato dal fatto che i pennacchi convettivi più energetici penetrano al di sopra dell'*EL*, trasportando così aerosol fino a livelli superiori, causando una sovrastima sistematica dei valori di h .

2.2.3 Determinazione dell'altezza di rimescolamento da modellazione e parametrizzazione

Misurazioni di parametri con profilo continuo per la determinazione operativa di h non sono generalmente disponibili. Pertanto semplici parametrizzazioni e modelli numerici sono ampiamente utilizzati nella pratica dai servizi meteorologici, fornendo valori numerici con risoluzione, in altezza e tempo, desiderata. Tuttavia, devono essere considerati come un'ultra-semplificazione della realtà.

Modelli non-idrostatici con una risoluzione orizzontale di alcuni chilometri e valori di turbolenza basati su un'equazione prognostica dell'energia cinetica turbolenta sono diffusi strumenti di ricerca al giorno d'oggi. Tuttavia non si è a conoscenza di un confronto sistematico dei valori di h derivati da tali modelli con quelli derivati dalle osservazioni. Anche questi contemporanei modelli numerici tridimensionali non sono in grado di simulare la struttura del *PBL* nella sua complessità, e la loro applicazione ad un tempo lungo è ancora ostacolata da requisiti computazionali enormi. Il loro uso è giustificato soprattutto in situazioni con forti disomogeneità orizzontali.

Oggi l'integrazione di *slab model* per lo strato rimescolato è un modo affermato per simulare l'evoluzione di h nel caso convettivo. Esso fornisce risultati affidabili se il riscaldamento termico è davvero la principale forza motrice dell'evoluzione del *CBL*. Questi modelli utilizzano valori del flusso termico superficiale e della *friction velocity* e un profilo di temperatura iniziale come parametri input di base. Quest'ultimo rappresenta un problema generale per l'applicazione di tali modelli, poiché normalmente la rete di stazioni di radiosondaggio non è abbastanza densa sul territorio, e la rappresentatività di una data stazione dipende molto dal terreno circostante. Questa è una limitazione non trascurabile, considerando l'orografia e le disomogeneità del paesaggio tipiche di gran parte dell'Europa.

Le equazioni prognostiche che descrivono la crescita del *CBL* sono normalmente derivate da una parametrizzazione dell'equazione di bilancio dell'energia cinetica turbolenta, *TKE*, che è mediata su tutto il *ML* o specificata nella parte superiore di esso. Le equazioni proposte da vari autori si differenziano principalmente nella scelta di quali termini dell'equazione sono stati trascurati e nel modo in cui i termini rimanenti sono parametrizzati. Lo spettro varia dal semplice

considerare il riscaldamento superficiale come l'unica forza motrice rilevante a ulteriori considerazioni di:

- produzione di turbolenza meccanica a causa dell'attrito superficiale;
- modifiche locali di TKE al livello $z = h$;
- *wind shear* attraverso l' EL ;
- parametrizzazione esplicita della dissipazione di TKE ;
- perdite di energia in relazione alle onde gravitazionali;
- influenze di umidità e avvezione.

La variabilità osservata di h durante il giorno può essere, di regola, ben descritta se sono presi in considerazione il riscaldamento della superficie e la produzione di turbolenza meccanica dovuta all'attrito superficiale. Driedonks e Tennekes ([7]) hanno sottolineato che l'*encroachment* gestisce l'80% del problema, una parametrizzazione banale di $\langle \omega' \Theta' \rangle_h$ aggiunge circa il 10% e ulteriori perfezionamenti tendono a perdersi nelle imprecisioni inevitabili della maggior parte degli esperimenti; termini di produzione di turbolenza meccanica (considerando il *wind shear* per l' EL) possono essere trascurati. I due effetti di riscaldamento superficiale e di attrito sono adeguatamente parametrizzati nell'equazione (1.13), adattando le costanti del modello alle osservazioni reali per migliorare i risultati.

Un altro tipo di modello per la simulazione dello sviluppo del CBL è stato sviluppato da Liechti e Neiningner ([24]). Questo modello è progettato per dare anche parametri come la grandezza e l'estensione verticale di correnti ascensionali nelle termiche. La sua specialità è la considerazione di un terreno montagnoso: permette, quindi, apporto di calore da versanti e considera avvezione verticale, effetti importanti nelle valli alpine. Il modello è completamente numerico, e si avvale di risultati empirici sulle termiche invece delle equazioni dinamiche. È utilizzato operativamente presso l'Istituto meteorologico svizzero.

2.2.4 Determinazione dell'altezza di rimescolamento da modelli NWP

I modelli di dispersione per la scala regionale, e anche per la scala locale se opportune misurazioni non sono disponibili nel sito in esame, spesso derivano h da modelli di previsione numerica del tempo (numerical weather prediction, NWP). È evidente che i metodi e la loro affidabilità dipendono dal grado di sofisticazione della parametrizzazione del CBL e dalla risoluzione verticale. I risultati qui riportati, quindi, non possono rivendicare validità universale.

Una procedura per determinare h dall'output di HIRLAM, il modello per un'area limitata utilizzato nei paesi nordici e in alcuni paesi europei, è implementato presso l'Istituto meteorologico danese. Esso si basa sul numero di massa di Richardson Ri_b (derivato dai dati ricavati dal modello a livelli):

$$Ri_b(h) = \frac{gh}{\Theta_{vl}} \frac{\Theta_v(h) - \Theta_{vl}}{U(h)^2 + V(h)^2}$$

dove Θ_{vl} è la temperatura potenziale virtuale al livello più basso del modello (circa 30 m dal suolo). Questa formula è applicata consecutivamente per $h = z_1, z_2, z_3, \dots$, dove z_i sono i livelli del modello. Il valore effettivo di h è stato scelto come l'altezza dove Ri_b raggiunge un valore critico. Un valore di 0.25 è stato selezionato dopo l'applicazione del metodo a radiosondaggi con un *CBL* ben delimitato.

Il modello EMEP MSC-W ha recentemente introdotto un altro metodo per ricavare h dall'output di HIRLAM (Jakobsen e al.,[25]): viene presa l'altezza dello strato adiabatico, dopo che l'ingresso di calore sensibile per un'ora è stato distribuito tramite regolazione adiabatica secca.

2.3 Valutazione critica dei metodi

Seguendo rigorosamente la definizione, h deve essere determinata indagando il processo di dispersione di gas traccianti non reattivi. Tuttavia questo risulta molto costoso e pertanto non possibile per scopi operativi. L'analisi dei profili di concentrazione dei costituenti atmosferici può essere considerato come il metodo migliore per la stima di h , ma il mescolamento verticale non è l'unico processo a determinare tali profili. E' quindi possibile un errore di interpretazione, che può essere evitato con una stretta sequenza di sondaggi verticali. Purtroppo, profili di concentrazione non sono generalmente disponibili.

Considerando la diffusione turbolenta come il processo di miscelazione più rilevante, misure di profilo di qualsiasi parametro turbolento dovrebbero, quindi, essere la scelta successiva di dati per la stima di h , ma queste non sono eseguite in molti luoghi. In tal modo, la determinazione di h si basa, nella maggior parte dei casi, su misurazioni di profili verticali di variabili meteorologiche medie come il vento, la temperatura e l'umidità. Questi profili dovrebbero soddisfare le seguenti condizioni:

1. coprire lo strato tra poche decine di metri sopra la superficie terrestre e circa 2-3 km sopra il suolo, considerando la gamma di altezze tipiche su cui h varia durante i suoi cicli annuali e diurni in Europa;
2. avere una risoluzione temporale di circa 1 ora o meno al fine di descrivere correttamente l'evoluzione non stazionaria di h , in particolare durante le fasi di transizione della mattina e della sera;
3. avere una risoluzione verticale di circa 10-30 m per evitare incertezze relative superiori del 10-20%, soprattutto per bassi valori di h (<250 m);
4. essere collegati fisicamente al processo di dispersione e mescolamento verticale degli inquinanti.

CAPITOLO 2. DETERMINAZIONE DELL'ALTEZZA DI RIMESCOLAMENTO 25

	range di 2-3 km	output dati continuo	alta risoluzione verticale	determinazione di parametri di turbolenza o concentrazioni di gas
<i>misure in situ</i>				
radiosonda	V	-	(V)	-
pallone frenato	-	-	V	(V)
palo meteorologico	-	V	(V)	V
aereo	V	-	-	V
<i>sondaggio remoto</i>				
LIDAR	V	(V)	(V)	V
SODAR	-	V	V	V
Wind Profiler	V	V	-	V
RASS	-	(V)	(V)	(V)
<i>modelli numerici</i>	V	(V)	(V)	V

Tabella 2.3: valutazione critica dei diversi metodi per determinare h . V soddisfatto; (V) in parte soddisfatto; - non soddisfatto (Seibert e al.,[2])

I metodi e gli algoritmi più diffusi per derivare h da dati di sondaggio sono stati brevemente riassunti nelle Tabelle 2.1 e 2.2.

La Tabella 2.3 indica quali dei suddetti requisiti sono soddisfatti dai diversi sistemi di sondaggio. Appare chiaro che nessuno dei sistemi soddisfa tutti i requisiti. Una determinazione affidabile di h in ogni condizione è, quindi, ancora un problema irrisolto.

Conclusioni

Esistono due possibilità generali per la determinazione operativa dell'altezza di rimescolamento: da un lato l'analisi dei profili misurati, dall'altro l'applicazione di parametrizzazioni o modelli basati sui dati operativamente disponibili. Se sono disponibili dati idonei, la prima opzione è da preferire.

In situazioni convettive, il metodo più affidabile attualmente è il *parcel method* applicato ai profili di temperatura.

In molte situazioni, i dati da sistemi *remote sensing* (SODAR, Vento Profiler, RASS, LIDAR) possono dare buoni risultati, ma sembra prematuro al momento raccomandarli per fini operativi.

È anche possibile sostituire output del modello NWP alle misurazioni, ma i risultati dipendono fortemente dalle caratteristiche del modello, in particolare dalla sua formulazione dello Strato Limite Atmosferico. Per uno Strato Limite Convettivo, il modello numerico *slab model* risulta appropriato.

Purtroppo, come analizzato nel paragrafo 2.3, nessuno dei diversi metodi soddisfa pienamente tutti i criteri richiesti per una corretta determinazione dell'altezza di rimescolamento.

Bibliografia

- [1] Stull R.B. (1988): An Introduction to Boundary Layer Meteorology - Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 666 pp.
- [2] Seibert P., F. Beyrich, S.E. Gryning, S. Joffre, A. Rasmussen, P. Tercier (1998): Mixing height determination for dispersion modelling – In: Harmonization of the pre-processing of the meteorological data for atmospheric dispersion models - European Commission COST Action 710 – Final Report EUR 18195 EN
- [3] Beyrich F. (1997): Mixing height estimation from SODAR data: a critical discussion – Atmos. Environ., 31, 3941-3953
- [4] Carson D.J. (1973): The development of a dry inversion-capped convectively unstable boundary layer - Quart. J.R. Met. Soc., 99, 450-467
- [5] Garratt J.R. (1992): The Atmospheric Boundary Layer - Cambridge University Press. , New York, 316 pp.
- [6] Argentini, Sozzi (2013-2014): *Lo Strato Limite Atmosferico, Teoria e misurazione* - dispense per il corso di Laboratorio di Fisica dell'Atmosfera, Università degli studi di Roma Tor Vergata
- [7] Driedonks A.G.M., H.Tennekes (1984): Entrainment effects in the well-mixed atmospheric boundary layer - Bound. Layer Meteor., 30, 75-105
- [8] Gryning S.E., E. Batchvarova (1990): Analytical model for the growth of the coastal internal boundary layer during onshore flow – Q.J.R. Meteor. Soc.,116,187-203
- [9] Gryning S.E., E. Batchvarova (1991): Simple model of the daytime boundary layer height – Ninth Symposium on Turbulence and diffusion, AMS , Roskilde, Denmark.
- [10] Carson D.J., F.B. Smith (1974): Thermodynamic model for the development of a convectively unstable boundary layer – Advances Geophys. 18A, Academic Press, New York. 111-124 pp.
- [11] Holzworth, C.G. (1964): *Estimates of mean maximum mixing depths in the contiguous United States.* Mon. Wea. Rev. 92, 235-242

- [12] Holzworth, C.G. (1967): *Mixing depths, wind speeds and air pollution potential for selected locations in the United States*. J. Appl. Meteorol. 6, 1039-1044
- [13] Holzworth, C.G. (1972): *Mixing depths, wind speeds, and potential for urban pollutions throughout the contiguous United States*. EPA, Office of Air Programs Publ. AP-101, 118 pp.
- [14] Betts, A.K.; Albrecht, B.A. (1987): *Conserved variable analysis of the convective boundary layer thermodynamic structure over tropical oceans*. J. Atmos. Sci. 44, 83-99
- [15] Wotawa, G.; A. Stohl; H. Kromp-Kolb (1996): *Parameterization of the planetary boundary layer over Europe: A data comparison between the observation-based OML preprocessor and ECMWF model data*. Contr. Atmos. Phys. 69, 273-284
- [16] Guedalia, D.; A. Ntsila; A. Druilhet; J. Fontan (1980): *Monitoring of the atmospheric stability above an urban and suburban site using sodar and radon measurements*. J. Appl. Meteorol., 19, 839-848
- [17] Cappellani, F.; A. Bielli (1995): *Correlation between SO₂ and NO₂ measured in an atmospheric column by a Brewer spectrophotometer and at ground level by photochemical techniques*. Environm. Monitoring & Assessm. 35, 77-84
- [18] Russell, P.B.; E.E. Uthe; F.L. Ludwig; N.A. Shaw (1974): *A comparison of atmospheric structure as observed with monostatic acoustic sounder and lidar techniques*. J. Geophys. Res. 79, 5555-5566
- [19] Noonkester, V.R. (1976): *The evolution of the clear air convective layer revealed by surface based remote sensors*. J. Appl. Meteorol. 15, 594-606
- [20] Coulter, R.L. (1979): *A comparison of three methods for measuring mixing layer height*. J. Appl. Meteorol. 18, 1495-1499
- [21] Kaimal J.C., N.L. Abshire, R.B. Chadwick, M.T. Decker, W.H. Hooke, R.A. Krpfl, W.D. Neff, F. Pasqualucci (1982): *Estimating the depth of the daytime convective boundary layer* – J. Appl. Meteor., 21, 1123-1129
- [22] Baxter, R.A. (1991): *Determination of mixing heights from data collected during the 1985 SCCAMP field program*. J. Appl. Meteorol. 30, 598-606
- [23] Marsik, F.J.; K.W. Fischer; T.D. McDonald; P.J. Samson (1995): *Comparison of methods for estimating mixing height used during the 1992 Atlanta Field Initiative*. J. Appl. Meteorol. 34, 1802-1814
- [24] Liechti, O.; B. Neiniger (1993): *ALPTHERM - a PC-based model for atmospheric convection over complex topography*. Proc. OSTIV Congress

- [25] Jakobsen, H.A.; E.Berge; T. Iversen; R. Skalin (1995): *Status of the development of the multilayer Eulerian model*. EMEP/MSC-W Note 3/95