

2.7 TECNICHE PER L'OSSERVAZIONE DEL PBL

Per misura si intende quel processo che consente ad un osservatore di conoscere il valore assunto da una variabile meteorologica di interesse in un punto ben definito dello spazio e del tempo. In termini astratti, il *processo di misura*, è la *mappatura tra una variabile di interesse in punto dello spazio-tempo ed i numeri reali*, immediatamente visibili ed interpretabili da parte di un osservatore, e richiede un *qualcosa di fisico* che determini questa conversione dal mondo delle variabili meteorologiche al mondo dei numeri reali. Si immagina, quindi, l'esistenza di un *apparato fisico* (un *Sistema di Misura Ideale*) che, posto in un punto dello spazio ed in un certo istante, sia in grado di fornire in *termini esatti* il valore assunto da una data variabile meteorologica nel punto dello spazio-tempo considerato. Un tale apparato deve essere costruito in modo da variare una delle proprie caratteristiche fisico-chimiche in funzione della variabile da misurare, non deve indurre perturbazioni alla variabile da misurare e deve essere noto un modello (cioè una o più relazioni matematiche) che metta in relazione tale variazione con la variabile da misurare. In pratica, se X è la variabile da misurare e x è la misura, cioè il numero reale corrispondente, dovrà essere nota la relazione $x = \mathbf{m}(X)$.

Non tutte le variabili fisiche descrittive del *PBL* possono essere realmente misurate o meglio non per tutte le variabili micrometeorologiche di interesse risulta disponibile o realizzabile un Sistema di Misura appropriato. Per questo tutte le variabili micrometeorologiche per cui sia possibile un Sistema di Misura Ideale, prendono il nome di *grandezze osservabili*. Ovviamente non si è interessati solo alla conoscenza delle grandezze osservabili, ma anche a molte altre grandezze non direttamente osservabili, ma legate a queste ultime da relazioni matematiche note. Per fissare le idee, una di queste variabili, non appartenente all'insieme delle grandezze osservabili, è la lunghezza di Monin Obukhov L , che caratterizza il livello di turbolenza nel *SL* e per cui non esiste un sistema di misura che lo determini direttamente.

Un *Sistema di Misura Ideale* produce una *misura ideale*, quindi priva di errori nel senso che il sistema di misura fornisce all'osservatore esattamente il valore della variabile osservata in un dato punto dello spazio e ad un generico istante t . Se il sistema ideale opera in continuo, produrrà nel tempo un insieme infinito di valori corrispondenti all'andamento temporale della variabile osservata che sarà *esatto*, nel senso che riprodurrà esattamente l'andamento della variabile osservata, anche se non va dimenticato che tale variabile è di fatto una variabile stocastica cui però il Sistema Ideale di Misura non sovrappone perturbazioni esogene.

Nel mondo reale, però, non esistono veri Sistema di Misura Ideali, ma solo *Sistemi di Misura Reali*. Un Sistema di Misura Reale è costruito, anche questa volta, in modo da variare una delle proprie caratteristiche fisico-chimiche in funzione della variabile da misurare, anche se può, in misura più o meno rilevante, indurre perturbazioni sulla variabile da misurare. Inoltre, anche per un sistema di misura reale deve essere nota la relazione $x = \mathbf{m}(X)$, tuttavia la non idealità dello strumento stesso e dei vari apparati (normalmente di tipo elettronico) che lo compongono fa sì che alla misura vera e propria vengano a sovrapporsi perturbazioni e disturbi di varia natura che la contaminano più o meno profondamente. Un Sistema di Misura Reale, fornirà quindi una *misura reale* che sarà prossima a quella ideale (*vera*), anche se affetta da *errori*. Un esempio di ciò è la misura di temperatura con una termoresistenza. E' noto che tale misura, essenzialmente di tipo elettrico, è perturbata da un rumore bianco generato dalla termoresistenza stessa (Larsen e al., 1982). Ripetendo più volte, se fisicamente possibile, tale misura, emergerà in maniera immediata la natura stocastica insita nella misura reale, che porta ad affermare che x è una *variabile casuale*, caratterizzata da una ben precisa funzione di densità di probabilità che per semplicità può essere considerata gaussiana con media μ e deviazione standard σ . Se si è in grado di realizzare N misure x_i di una variabile e se N è sufficientemente grande, la Statistica assicura che la *media campionaria* m_x è prossima alla media μ con varianza σ^2/N . Pertanto, detto

$\varepsilon^2 = \sigma^2/N$ l'errore quadratico medio, il vero valore μ risulta pari a $m_x \pm \varepsilon$ con il 66% di probabilità, pari a $m_x \pm 2\varepsilon$ con il 95% di probabilità e pari a $m_x \pm 3\varepsilon$ con il 99% di probabilità.

2.7.1 Sistemi di Misura micrometeorologici

Il Sistema più comodo e più usato per la misura delle variabili micrometeorologiche è la **stazione meteorologica al suolo**, in cui coesistono:

- un insieme di strumenti (*sensori*) in grado di misurare le variabili di interesse, cioè di reagire alla loro variazione, producendo in uscita segnali elettrici di tipo *analogico* (tensioni o correnti) o *digitale*,
- 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 in modo da produrre una versione analogica della misura, che archivia le misure realizzate in un opportuno archivio accessibile all'utente 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. La normale altezza di misura è 10 metri (secondo le indicazioni del *WMO*, che però si riferiscono alle reti meteorologiche e non micrometeorologiche e che, quindi, non si applicano necessariamente al nostro caso), tuttavia esistono anche torri meteorologiche ben più elevate, come per esempio la torre di Cabau in Olanda, che superano i 300 metri di altezza. Ovviamente il limite intrinseco a un tale sistema di misura è che si può tener sotto osservazione solo la micrometeorologia della parte del *PBL* più vicina al suolo.

Un modo differente di operare è quello di utilizzare un numero esiguo di sensori meteorologici, sostanzialmente simili a quelli usati in una stazione meteorologica (in pratica ciò che serve per misurare la velocità e direzione del vento, la temperatura ed umidità dell'aria e la pressione barometrica), collegarli ad un sistema ridotto all'essenziale per l'acquisizione temporizzata delle varie misure e per la loro trasmissione via radio e vincolare il tutto ad un pallone libero di elevarsi nell'aria. Un sistema di questo genere è una *radiosonda*. Questo sistema di misura è in grado di rilevare il profilo verticale della temperatura dell'aria, dell'umidità e della velocità e direzione del vento ed è 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. Una variante a questa tecnica di osservazione è quella costituita dalla sostituzione del pallone libero con un piccolo aerostato vincolato al suolo da un cavo. Questo sistema prende il nome di *pallone frenato* e presenta sostanzialmente la medesima dotazione sensoristica di una radiosonda. Il suo impiego, tuttavia, non è privo di problemi pratici. Il primo di essi deriva dal fatto che, essendo vincolato al suolo da un cavo, il pallone frenato non può raggiungere quote elevate; tipicamente la sua quota massima raggiungibile è attorno ai 400÷600 metri. Inoltre proprio la presenza di questo cavo determina un costante pericolo per la navigazione aerea, soprattutto per i piccoli aerei e gli elicotteri. Quando poi si opera in condizioni di vento forte, il pallone frenato non solo non può raggiungere quote elevate, ma può anche essere molto pericoloso per chi lo manovra. Nonostante le limitazioni, questi sistemi costituiscono un interessante maniera per estendere le osservazioni meteorologiche da un numero ridotto di punti di osservazione a ridosso del suolo ad un intero profilo, anche se lo *spazio osservato* da tali sistemi, più che una retta verticale, è una traiettoria verticale decisamente molto irregolare.

Un deciso miglioramento, almeno in termini concettuali, rispetto alla radiosonda ed al pallone frenato è rappresentato dai cosiddetti sistemi *remote sensing*, una famiglia di sistemi di misura i cui rappresentanti principali sono il *SODAR*, il *RASS* ed il *WIND PROFILER*. Senza entrare nei dettagli, tali sistemi, stando al suolo, emettono verso l'alto impulsi acustici (*SODAR*), elettromagnetici (*WIND PROFILER*) e, in modo combinato, acustici ed elettromagnetici (*RASS*) e, subito dopo, si pongono in ricezione per riceverne gli *echi di ritorno* dall'atmosfera, echi che sono il risultato dell'interazione tra tali impulsi e l'atmosfera. I vari sistemi interpretano poi questo eco in termini di profilo verticale di alcune delle grandezze meteorologiche di interesse. In particolare il *SODAR* è in grado di rilevare fino a quote dell'ordine di 500÷1000 m il profilo della velocità e della direzione del vento, della deviazione standard delle componenti del vento e anche dello stato della turbolenza, mentre per quanto riguarda il *RASS* quello che viene rilevato è il profilo verticale della temperatura virtuale. Il *WIND PROFILER* è 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*, ma in futuro è prevedibile il suo maggior coinvolgimento nella determinazione di quei parametri importanti per la determinazione dello stato dell'atmosfera. Ci sono due aspetti interessanti legati a questa famiglia di sistemi. Il primo è costituito dal fatto che 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) e dai costi elevati della sonda stessa. Il secondo aspetto è legato al fatto che diversi sistemi 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 il flusso turbolento verticale di calore sensibile in tutto il *PBL*, cosa che comincia a far intravedere la possibilità che si avveri il sogno di poter misurare direttamente la turbolenza del *PBL*.

Comunque, anche con i sistemi *remote sensing* non è possibile *vedere* l'intero dominio spaziale d'interesse. Il sogno sarebbe ovviamente quello di poter tenere sotto controllo l'intero spazio. Un passo in questa direzione è l'impiego di *aerei per osservazioni meteorologiche*. Questa tecnica è stata impiegata in varie campagne sperimentali e di fatto da esse derivano i dati sperimentali relativi allo stato della parte alta del *PBL*. Le soluzioni tecniche adottate per inserire i sensori meteorologici negli aerei e per evitare le perturbazioni dall'aeromobile sulle misure sono state le più varie e spesso del tutto geniali, tanto che si è riusciti a dotare questi aerei anche di sensoristica a risposta rapida con cui ottenere una visione chiara della turbolenza in tutte le parti 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, basato sull'emissione di onde elettromagnetiche, è costruito in modo da consentirgli l'esplorazione di tutto lo spazio circostante il luogo in cui è localizzato. 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.

2.7.2 Architettura di una Stazione Meteorologica

La Stazione Meteorologica al suolo è l'archetipo del Sistema di Misura Reale. Una sua tipica realizzazione è riportata in Fig.2.49. In essa si individuano gli elementi costitutivi seguenti:

- i sensori meteorologici, cioè l'insieme di strumenti di misura delle singole variabili meteorologiche;
- il sistema di acquisizione, cioè l'apparato elettronico automatico (spesso programmabile) che verifica lo stato fisico dei singoli sensori, ne acquisisce periodicamente i segnali di uscita e converte queste letture in un formato numerico;
- il sistema di elaborazione che, applicando opportune regole matematiche ai valori numerici ottenuti dai singoli sensori (le misure), calcola i principali parametri statistici di interesse micrometeorologico (valori medi, varianze e covarianze), stima i parametri che non possono essere osservati direttamente, visualizza le variabili acquisite, le archivia elettronicamente e, se richiesto, le invia ad un sistema centrale di raccolta.

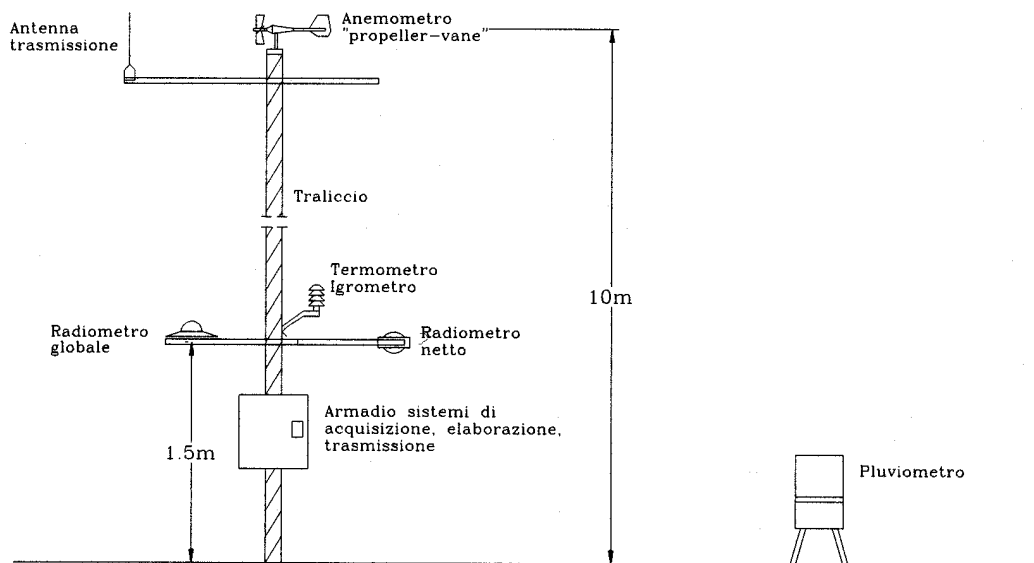


Fig.2.49: architettura tipica di una stazione meteorologica al suolo.

L'architettura funzionale di una tipica stazione meteorologica è rappresentata schematicamente nella Fig.2.50, dove si individua distintamente l'esistenza di un *cammino* (sia logico che fisico) che ha inizio dalle variabili meteorologiche di interesse e che termina quando le differenti variabili acquisite vengono convertite in numeri rappresentanti le effettive misure. Questo per le variabili osservabili. Tale cammino logico e fisico percorso dalle informazioni primarie nella loro conversione in informazioni meteorologiche prende il nome di *Catena di Misura*. Il compito principale di una catena di misura è quello di *tradurre* la variabile meteorologica di interesse in un numero e ciò lo si realizza impiegando, almeno concettualmente, tre elementi:

- il *trasduttore primario*, che è l'elemento sensibile del sensore meteorologico vero e proprio. Normalmente l'uscita del trasduttore primario è già un segnale elettrico (questo non è sempre vero), anche se spesso tale segnale elettrico non è semplice da utilizzare direttamente;
- il *trasduttore secondario*, a volte già integrato nel trasduttore primario, che comunque ha il compito di trasformare l'uscita del trasduttore primario (qualunque essa sia) in un segnale elettrico (normalmente di tensione o di corrente) facilmente trasportabile e leggibile;

- il *convertitore Analogico/Digitale* che ha due compiti fondamentali. Il primo è quello di acquisire a tempi prefissati (per esempio ogni secondo) la misura del sensore che a lui afferrisce, mentre il secondo compito è quello di convertire questo segnale elettrico in un numero reale, codificato in forma digitale.

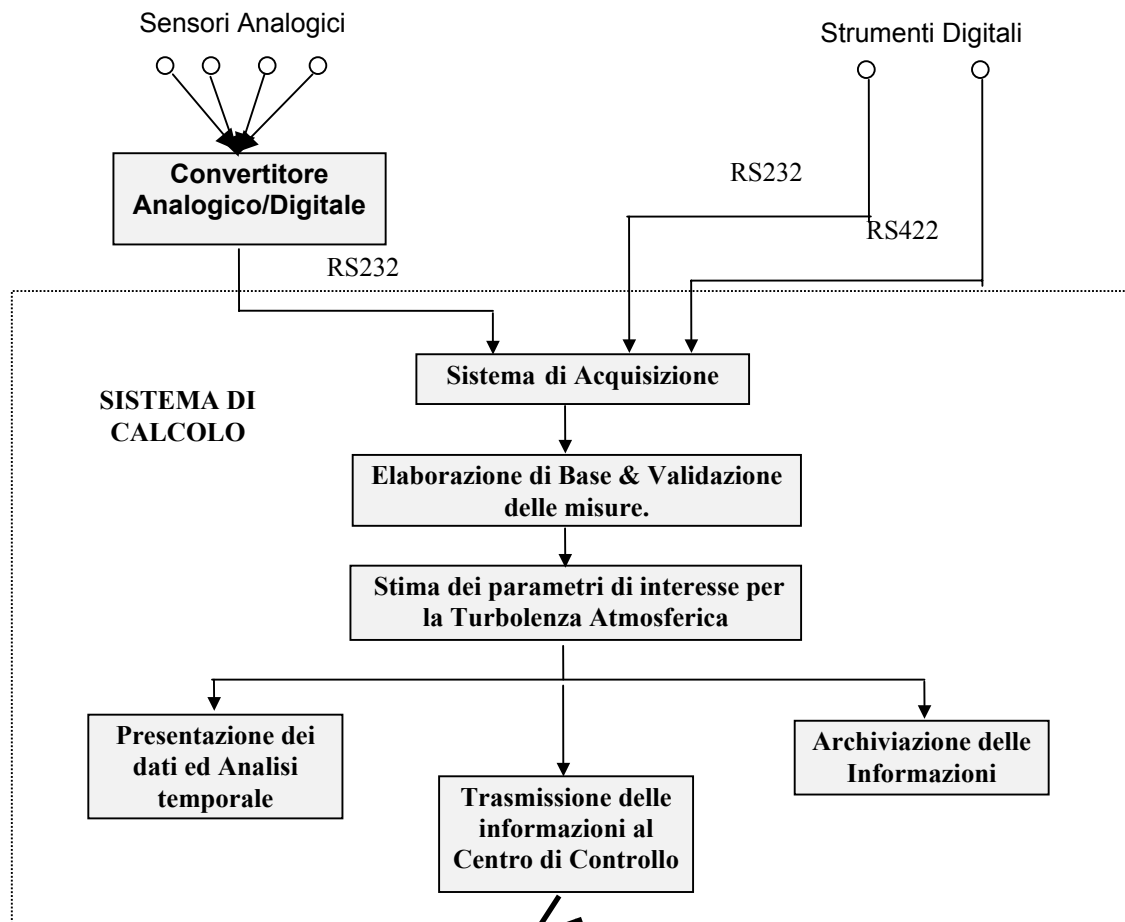


Fig. 2.50: architettura funzionale di una stazione meteorologica

Compito di un trasduttore primario è la conversione di una variabile da misurare (es. la velocità, direzione del vento, ecc.) in una *variabile intermedia* più semplice da trattare (es. il momento angolare, la tensione elettrica, ecc.), sfruttando l'influenza che la variabile da misurare ha su una o più proprietà fisiche del sensore stesso. Nel seguito verrà indicata con x la generica risposta del sensore ad una variabile meteorologica avente il valore y . Un generico sensore è definito da un insieme di caratteristiche che possono essere raggruppate in due classi distinte:

- caratteristiche statiche, cioè proprietà intrinseche al trasduttore, che non dipendono dalla variazione nel tempo del segnale meteorologico cui è sensibile;
- caratteristiche dinamiche, cioè proprietà che descrivono la risposta del trasduttore in funzione dell'andamento nel tempo del segnale meteorologico di ingresso.

Le caratteristiche statiche di un trasduttore primario descrivono il suo comportamento in una situazione in cui l'ingresso meteorologico sia costante o abbia raggiunto un livello di equilibrio. La prima caratteristica, la più ovvia, è la *curva di taratura*, cioè la relazione matematica che lega il *valore di ingresso* (il valore della variabile meteorologica da misurare) con il *valore di uscita* (valore raggiunto dalla variabile misurabile prodotta dal trasduttore a causa dell'ingresso

meteorologico). Le caratteristiche necessarie ad una curva di taratura sono che la relazione matematica che la rappresenta sia esprimibile in forma esplicita, che tale relazione sia monotona e che, anche se non strettamente necessario, sia la più vicina possibile ad una relazione lineare. Altri elementi di interesse che possono caratterizzare la risposta statica di un trasduttore primario (Baldocchi e al., 1995) sono i seguenti:

- **Sensibilità** - Pendenza della curva di risposta *ingresso/uscita*, che può dipendere dal valore di ingresso se la curva non è lineare.
- **Linearità** - La linearità della curva di calibrazione è importante per la sensibilità o per strumenti a lettura diretta, ma, con l'avvento della tecnologia digitale, la possibilità di linearizzare curve di calibrazione di per sé non lineari ha reso la linearità meno importante di un tempo.
- **Offset** (“Spiazzamento”) – E’ in pratica il valore che l’uscita assume quando l’ingresso è nullo. Attualmente, come la linearità, la presenza di un eventuale offset non è più un problema, potendola eliminare con elaborazioni digitali.
- **Range** – Un trasduttore primario è in grado di rilevare un valore della variabile meteorologica solo entro un ben preciso intervallo che varia da trasduttore a trasduttore. Tale intervallo è il *range* dello strumento. Valori esterni al *range* di misura non potranno essere rilevati correttamente dal sensore.
- **Risoluzione** – E’ la minima variazione dell’ingresso (cioè della variabile da misurare) in grado di provocare una variazione dell’uscita. Se la curva di calibrazione non è lineare, la risoluzione può dipendere dal valore dell’ingresso.
- **Soglia** – E’ il minimo ingresso misurabile a partire da 0. Di solito è il risultato di attriti meccanici. In questo caso, dato che l’attrito statico è maggiore dell’attrito dinamico, lo strumento, una volta messo in moto (esempio: anemometri a coppe) è in grado di leggere valori di ingresso inferiori alla soglia.
- **Stabilità** – E’ la capacità di uno strumento di mantenere prestazioni vicine alla curva di calibrazione per un tempo prolungato.

La curva di calibrazione è la forma con cui interpretare la risposta di un sensore ad una variabile meteorologica, stazionaria o molto lentamente variabile, tuttavia, nel *PBL* le grandezze meteorologiche variano notevolmente nel tempo e quindi è di estremo interesse conoscere le caratteristiche dinamiche di un sensore. Esistono sensori che rispondono immediatamente alla forzante esterna, presentando una relazione ingresso-uscita di tipo algebrico ed altri, invece, che presentano ritardi, oscillazioni spurie e sfasamenti in questa relazione, comportandosi in maniera analoga a filtri di vario tipo. Dato che in Micrometeorologia è di estremo interesse misurare segnali meteorologici variabili nel tempo con l’intento di determinare le caratteristiche della turbolenza atmosferica attraverso la stima di varianze e covarianze, è chiaro quanto sia importante conoscere la risposta dinamica di ogni sensore meteorologico. Rimandando per i dettagli a Sozzi e al. (2002), si ha che per un generico sensore esiste una relazione differenziale che lega la risposta x del sensore stesso alla variabile meteorologica y (la forzante) che prende il nome di relazione dinamica del trasduttore e la cui espressione generale è:

$$a_n \frac{d^n x}{dt^n} + a_{n-1} \frac{d^{n-1} x}{dt^{n-1}} + \dots + a_1 \frac{dx}{dt} + a_0 x = F(y, t) \quad [2.124]$$

Di fatto, rivestono un'importanza pratica solo quei sensori per cui la relazione dinamica è rappresentata da una equazione di ordine 0, 1 e 2. Se la relazione differenziale precedente è di ordine 0, il sensore che la possiede è detto sensore di ordine zero e trasforma *istantaneamente* la variabile di ingresso nella variabile di uscita senza ritardi o distorsioni. Questo in sostanza è il sensore ideale di cui si vorrebbe sempre disporre. L'anemometro ultrasonico è praticamente un sensore di questo tipo. Se la (2.124) è di ordine 1, abbiamo la classe dei sensore del primo ordine, che presentano il classico comportamento di un filtro passa-basso. In pratica la variabile d'ingresso si trasforma nella variabile di uscita con l'introduzione di un *ritardo* e di una *distorsione* più o meno marcata. La maggioranza dei sensori disponibili fa parte di questa classe e, se il ritardo della risposta è limitato, possono essere utilizzati (con alcune cautele) anche nelle misure micrometeorologiche. Se, invece, la (2.124) è di ordine 2 siamo in presenza di un sensore del secondo ordine in cui l'ingresso si trasforma nell'uscita con un *ritardo* e con una tendenza all'*oscillazione*. Questa classe di sensori è abbastanza scomoda nella pratica operativa, dato che non è semplice separare le oscillazioni proprie del segnale meteorologico dalle oscillazioni indotte dalle caratteristiche costruttive del sensore. Fortunatamente non sono molti i sensori di questo tipo, anche se tra essi va classificato il misuratore della direzione del vento a banderuola, ampiamente usato nelle stazioni meteorologiche.

Si consideri un generico sensore del primo ordine (per esempio un anemometro a coppe). La sua dinamica può essere descritta dalla relazione seguente:

$$\tau \frac{dx}{dt} + x = y(t) \quad [2.125a]$$

in cui il parametro τ prende il nome di *costante di tempo* e dipende dal tipo e dalle caratteristiche costruttive del sensore. Per studiare questa relazione, si consideri inizialmente un segnale di ingresso a gradino, cioè un segnale del tipo:

$$y = \begin{cases} 0 & \text{per } t < 0 \\ y_0 & \text{per } t \geq 0 \end{cases} \quad [2.125b]$$

In questo caso l'integrazione della (2.125a) porta al risultato seguente:

$$x(t) = y_0 (1 - e^{-t/\tau}) \quad [2.125c]$$

cioè l'uscita del sensore cresce gradualmente dal valore zero fino al valore di equilibrio con un ritardo che diminuisce con il tempo, direttamente proporzionale al tempo caratteristico del sensore. Se invece si considerasse un segnale di ingresso armonico con una frequenza angolare Ω del tipo seguente:

$$y(t) = y_0 \sin(\Omega t) \quad [2.125d]$$

l'integrazione della (2.125a) porterebbe alla relazione seguente:

$$x(t) = y_0 \cdot \Phi \cdot \sin(\Omega t + \delta) \quad [2.125e]$$

dove il *fattore di smorzamento* Φ è dato dalla relazione:

$$\Phi = 1 / \sqrt{1 + \tau^2 \Omega^2} \quad [2.125f]$$

dipendente dalla costante di tempo τ e dalla frequenza del segnale, mentre lo *sfasamento* δ tra il segnale di ingresso ed il segnale di uscita risulta pari a $\text{tg}(\delta) = -\Omega\tau$ anch'esso dipendente dalla costante di tempo del sensore e dalla frequenza del segnale. Se si considera la relazione che esprime il fattore di smorzamento Φ , si vede immediatamente come essa non sia lineare.

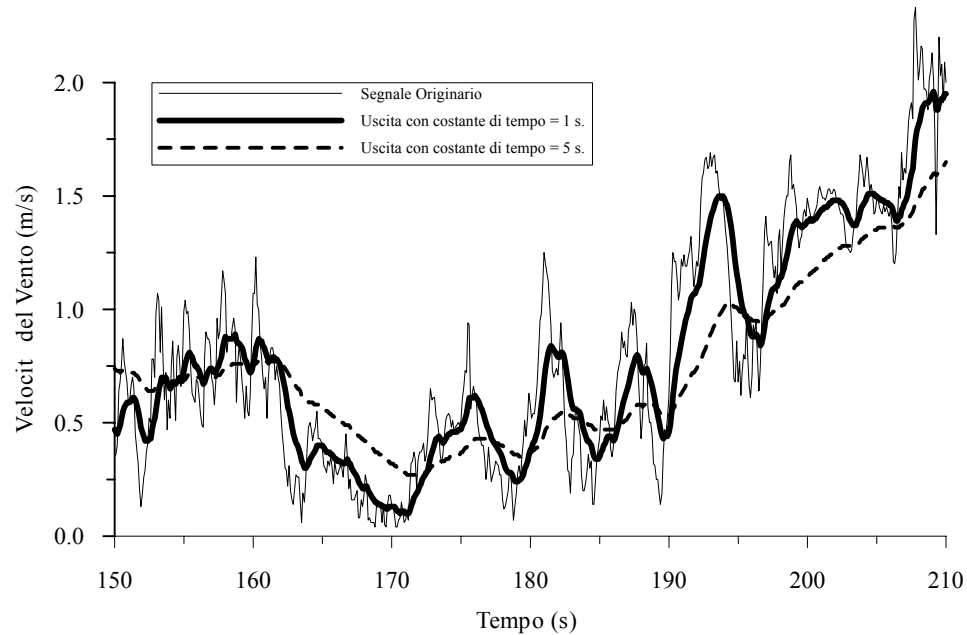


Fig.2.51: risposta di sensori di anemometri a coppe di diverse caratteristiche

Se si rappresenta un segnale meteorologico reale come una sovrapposizione di numerose armoniche (al limite infinite) la non linearità di Φ determinerà smorzamenti diversi per le differenti armoniche con una conseguente deformazione del segnale misurato, situazione del tutto analoga ad un consueto *filtro analogico passa-basso di tipo RC*. Come esempio, si considerino due anemometri a coppe, il primo con una costante di tempo $\tau = 1$ s ed il secondo con $\tau = 5$ s. Si prenda come riferimento un segnale di vento registrato da un anemometro ultrasonico (sensore di ordine zero in grado di riprodurre in maniera fedele il reale segnale di vento) ed si impieghi la (2.125a) per determinare la risposta dei due anemometri meccanici considerati. Il risultato ottenuto è quello riportato in Fig.2.51. E' interessante constatare come l'anemometro con τ di 1 s (un anemometro a coppe di elevata qualità) consenta di determinare un valor medio della velocità del vento inferiore del 2.5% al valor medio dedotto dal segnale registrato dal sonico ed una deviazione standard inferiore del 11.4%, mentre l'anemometro a coppe con τ di 5 s presenta una riduzione dell'8.6% per valor medio della velocità ed una riduzione del 33.9% della deviazione standard. E' evidente che un sensore di questo tipo non dovrebbe mai essere impiegato in una stazione di misura di tipo micrometeorologico.

La dinamica di un trasduttore del secondo ordine è data invece dalla relazione differenziale:

$$a_2 \frac{d^2 x}{dt^2} + a_1 \frac{dx}{dt} + a_0 x = y(t) \quad [2.126a]$$

in cui $\omega = \sqrt{a_0/a_2}$ è la *frequenza propria* del trasduttore. Anche in questo caso è istruttivo considerare il comportamento del sensore del secondo ordine ad un segnale a gradino unitario e ad un segnale armonico monocromatico. Nel caso di un segnale di ingresso a gradino del tipo (2.125b), se si definisce il parametro h , detto *rapporto di smorzamento o damping ratio*, come:

$$h = \sqrt{\frac{a_1^2}{4a_0a_2}} \quad [2.126b]$$

la risposta del trasduttore sarà data dalle relazione seguente:

$$x(t) = \frac{y_0}{a_0} \left\{ 1 - e^{-\alpha t} \left[\cos(\omega_1 t) + \frac{\alpha}{\omega_1} \sin(\omega_1 t) \right] \right\} \quad \text{per } h < 1 \quad [2.126c]$$

$$x(t) = \frac{y_0}{a_0} \left\{ 1 - e^{-\alpha t} \left[\frac{\alpha + \beta}{2\beta} e^{\beta t} - \frac{\alpha - \beta}{2\beta} e^{-\beta t} \right] \right\} \quad \text{per } h \geq 1 \quad [2.126d]$$

dove $\alpha = a_1/2a_2$ $\beta = \omega\sqrt{h^2 - 1}$ $\omega_1 = \omega\sqrt{1 - h^2}$. In Fig.2.52 viene presentata la risposta ad un segnale a gradino unitario di sensori del secondo ordine di differenti caratteristiche. E' immediato verificare come la risposta del trasduttore presenti un ritardo rispetto al segnale di ingresso quando $h > 1$; quando $h < 1$, il trasduttore non solo è in ritardo, ma presenta anche una oscillazione smorzata non contenuta nel segnale da misurare e derivante dalle caratteristiche dinamiche del sensore. Quindi, quando un sensore del secondo ordine è caratterizzato da un *damping ratio* minore di 1, risponde ad un segnale di ingresso a gradino con un segnale di uscita oscillante che presenta *sovraelongazioni* che si smorzano col tempo, ma che nella fase iniziale del transitorio possono essere molto rilevanti, come si può vedere nella Fig.2.52. Un comportamento di questo tipo è ovviamente indesiderato in misure di tipo micrometeorologico.

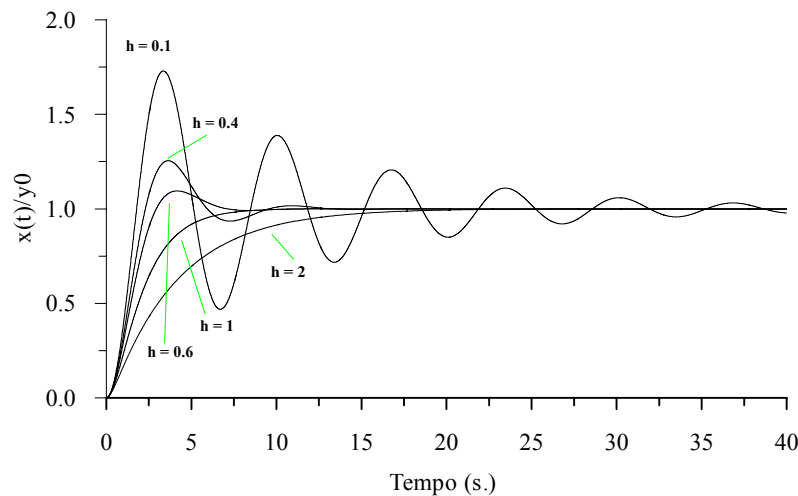


Fig.2.52: risposta ad un gradino unitario di un sensore del secondo ordine.

A fronte di un segnale di ingresso armonico, se si definisce $a = \Omega/\omega$, la risposta del sistema del secondo ordine è data dalla relazione:

$$x(t) = y_0/a_0 \cdot \Phi \cdot \sin(\Omega t + \delta) \quad [2.126e]$$

dove:

$$\Phi = \frac{1}{\sqrt{(1 - a^2)^2 + 4h^2 a^2}} \quad [2.126f]$$

$$\operatorname{tg}(\delta) = \frac{-2ha}{1-a^2}$$

[2.126g]

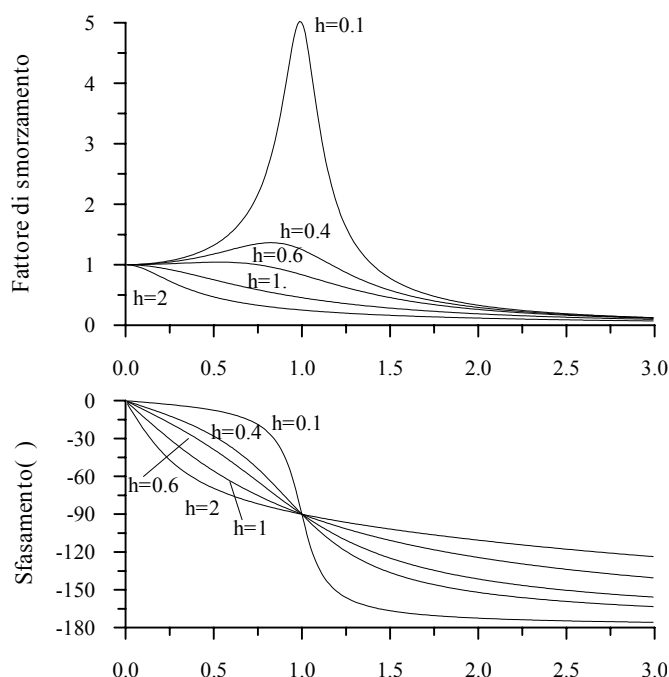


Fig.2.53: *fattore di smorzamento e sfasamento di un sensore del secondo ordine.*

In Fig.2.53 viene presentata la variazione del fattore di smorzamento Φ e dello sfasamento δ con Ω/ω . E' possibile fare alcune considerazioni:

- se $h > 1$, il trasduttore del secondo ordine si comporta in modo molto simile ad un sensore del primo ordine, cioè come un filtro passa-basso;
- se $h < 1$ (cosa comune nella maggioranza dei sensori meteorologici di questo tipo), a frequenze inferiori a quella caratteristica il trasduttore presenta una risposta amplificata che raggiunge il valore massimo quando $\Omega = \omega$.

Se si considera un segnale reale, visto come sovrapposizione di numerose armoniche, a causa delle caratteristiche bizzarre di un sensore del secondo ordine, alcune di queste armoniche verranno esaltate, altre verranno depresse ed il segnale originario verrà inevitabilmente alterato.

Ciò che è emerso fin qui conferma l'importanza di utilizzare trasduttori primari adeguati alle necessità di misura. Un trasduttore di ordine zero è un sensore ideale senza distorsioni nel segnale di uscita. Esistono molti sensori di questo tipo, anche se normalmente sono relativamente costosi e non è proponibile un loro uso generalizzato, tuttavia, quando l'obiettivo è la misura dei parametri che caratterizzano la turbolenza del *PBL* (varianze, covarianze e momenti di ordine superiore), il loro impiego è praticamente obbligato. Un trasduttore del primo ordine si comporta sempre come un filtro passa-basso e sempre *perde* una parte del segnale, in particolare la parte ad alta frequenza. La sua frequenza di taglio è inversamente proporzionale alla costante di tempo caratteristica. Un trasduttore di questo tipo può essere impiegato sicuramente nella misura dei valori medi delle principali variabili meteorologiche. Se invece è necessario determinare delle deviazioni standard e delle covarianze, un tale sensore non è il più

adeguato. Un trasduttore del secondo ordine è un sensore critico, dato che introduce sempre nel segnale di uscita qualcosa di oscillante e di artificiale che altera senza rimedio il segnale meteorologico originale e che dipende dalle proprie caratteristiche dinamiche. Se si è costretti ad utilizzare un sensore di questo tipo, è opportuno che sceglierlo con valori di h non superiori a 1 e non inferiori a 0.4. Comunque l'impiego di questi sensori per la stima di varianze e covarianze è sempre improponibile.

2.7.3 Sensori per le Stazioni al suolo

Nella stazione meteorologica al suolo convivono sensori differenti, ciascuno specializzato nella rilevazione di una specifica variabile meteorologica. Le principali classi di sensori sono:

- sensori per la misura del vettore vento (*anemometri*)
- sensori per la misura della temperatura dell'aria (*termometri*)
- sensori per la misura dell'umidità dell'aria (*igrometri*)
- sensori per la misura della pressione atmosferica (*barometri*)
- sensori per la misura delle precipitazioni atmosferiche (*pluviometri*)
- sensori per la misura della radiazione solare e terrestre (*radiometri*)
- sensori per la misura del flusso di calore nel terreno.

2.7.3.1 Misure del vento

I sensori che misurano una o più caratteristiche del vettore vento prendono il nome di *anemometri*. In una stazione meteorologica si possono impiegare differenti tipi di anemometri, a seconda del tipo di misura che si intende realizzare.

2.7.3.1.1 Anemometro a coppe

L'anemometro a coppe (*cup anemometer*) è uno dei più antichi anemometri realizzati ed il suo compito è la misura della velocità orizzontale del vento. Dal punto di vista geometrico (*Fig.2.54*) è costituito da tre o più superfici cave (*coppe*) normalmente a forma di calotte sferiche o coniche, forma che presenta una resistenza aerodinamica diversa a seconda che il flusso d'aria investa la superficie dalla parte concava o convessa. Queste coppe, equidistanti angolarmente una dall'altra, sono collegate rigidamente in modo da formare un equipaggio rotante collegato a cuscinetti che ne permettono il movimento, limitandone gli attriti. Il sistema rigido costituito dalle coppe, in presenza di vento si pone in rotazione e dalla sua velocità di rotazione si deduce la velocità orizzontale del vento.

Se con Ω si indica la velocità di rotazione delle coppe, la velocità del vento è data da:

$$U = U_s + CR\Omega \quad [2.126]$$

dove C è il *coefficiente di calibrazione* dipendente dalle caratteristiche fisiche e geometriche dell'anemometro e U_s è la *velocità di avvio* che è una caratteristica costruttiva dello strumento. Valori tipici vanno da $0.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ per gli esemplari più moderni e leggeri a circa $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ per gli esemplari di costruzione più antiquata e per impieghi di tipo aeronautico.

Dal punto di vista dinamico, l'anemometro a coppe è, in prima approssimazione, uno *strumento del primo ordine*, con una risposta non oscillante che si adatta progressivamente alle variazioni dell'ingresso. La sua risposta dinamica dipende da una costante di tempo τ che è funzione della velocità del vento stessa e dalle caratteristiche fisiche dell'anemometro. Inoltre, è definibile

anche una *distanza caratteristica* L , identificabile nella lunghezza di una colonna di aria a una velocità U che, passando dall'anemometro inizialmente a riposo, lo porta al 63% della sua velocità di equilibrio tipica per quella velocità dell'aria. E' facile vedere come τ sia legato a L dalla relazione $L=U\tau$. In commercio esistono pochi anemometri ultraleggeri con $L=0.5\text{m}$, un certo numero di anemometri con $L=1\div 2\text{m}$ e ancora esemplari di vecchio disegno con $L=5\div 20\text{m}$.

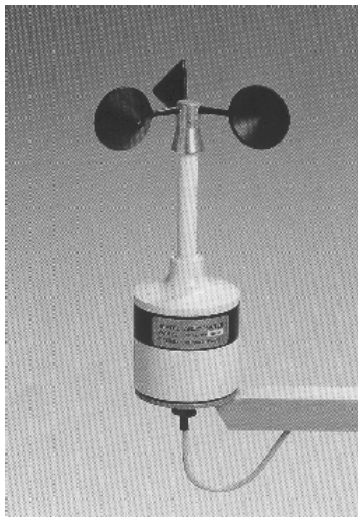


Fig. 2.54: Anemometro a coppe.

L'anemometro a coppe, robusto, affidabile ed economico, ha da sempre costituito un valido supporto nelle misure meteorologiche di routine, tuttavia il suo impiego in misure micrometeorologiche richiede molta prudenza. Due sono gli aspetti importanti da considerare. Il primo si riferisce alla velocità di avvio dell'anemometro. Se la velocità del vento non raggiunge tale soglia, l'anemometro non si pone in movimento e quindi si registra un evento normalmente indicato come *calma di vento*, un chiaro artefatto dovuto all'incapacità del sensore di registrare la variabile di interesse. Perché sia possibile realizzare misure di vento in zone a bassa velocità del vento è imperativo utilizzare anemometri molto leggeri. Il secondo aspetto si riferisce alla capacità o meno di questo anemometro di realizzare misure di interesse micrometeorologico, in cui è necessario stimare momenti di ordine superiore (varianze e covarianze). Ovviamente, se si è intenzionati ad usare un anemometro a coppe, tale anemometro deve essere caratterizzato da un valore di L estremamente basso. Comunque sarà poi necessario correggere con i metodi di tipo spettrale la stima dei momenti, tenendo conto delle caratteristiche di risposta. Una trattazione più realistica, anche se molto più complessa la si può trovare in Kristensen (2000).

2.7.3.1.2 Anemometro a banderuola (vane)

Il *vane* è uno strumento per la misura della direzione di provenienza del vento. Raramente è presente da solo in una postazione di misura, anzi normalmente è collocato assieme ed addirittura integrato con un anemometro a coppe, costituendo un sistema robusto ed economico per la misura del vettore vento, o almeno della sua proiezione orizzontale. Dal punto di vista costruttivo (Fig.2.55), il *vane* è costituito da un'asta metallica orizzontale, incernierata all'incirca nel suo punto mediano, capace di ruotare nel piano orizzontale ed dotata ad uno degli estremi di una *coda* rigida e tale da orientare quest'ultima in direzione del flusso d'aria.

Dal punto di vista statico, il comportamento del vane è estremamente semplice, una volta posizionato in modo che sia definita una direzione di riferimento (normalmente il Nord). In effetti presenta una relazione lineare tra la sua posizione angolare e la direzione di provenienza del vento. Il comportamento dinamico del vane è molto complesso ed una sua trattazione

semplificata ci porta ad affermare che tale strumento presenta una tipica risposta da sensore del secondo ordine caratterizzato da una frequenza caratteristica e da un rapporto di smorzamento.

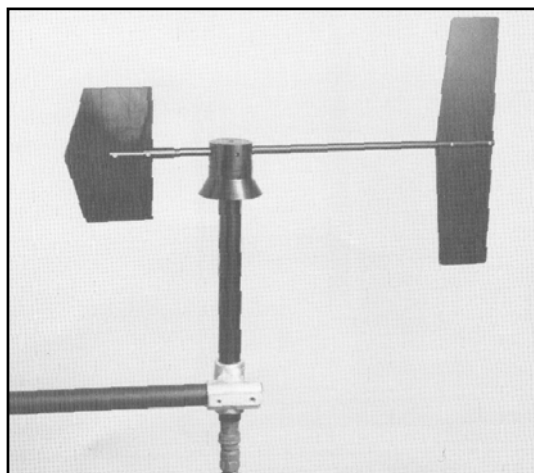


Fig.2.55: anemometro a banderuola (vane)

La banderuola, a fronte di una variazione istantanea di direzione del vento, risponde con una risposta oscillante e ciò è consistente con la sua natura di *strumento del second'ordine*. Come accade anche nel caso di tutti gli altri strumenti di questo tipo, la banderuola è caratterizzata da una *frequenza caratteristica*, cioè una frequenza nel segnale di ingresso (la direzione del vento) in corrispondenza della quale le oscillazioni della banderuola aumentano progressivamente di ampiezza, sino a raggiungere una situazione di equilibrio dominata da altri fenomeni (ad esempio, la resistenza indotta dal flusso medio del vento). Come già detto a proposito dei sensori del secondo ordine, anche il *vane* presenta la sgradevole caratteristica di amplificare e sfasare in maniera diversa le differenti armoniche di cui si compone il segnale di direzione del vento. Per minimizzare ciò è opportuno scegliere in modo accurato i sensori in base al valore della frequenza ω_e e del rapporto di smorzamento ζ . In particolare, è opportuno avere ω_e il più alto possibile e per quanto riguarda ζ , i valori appropriati stanno attorno a 0.6. Si noti come gli anemometri a banderuola realizzati per il supporto al controllo del volo siano caratterizzati da masse notevolmente elevate (in particolare proprio in corrispondenza della banderuola). Per questa ragione, tali anemometri hanno una frequenza propria di oscillazione mediamente piuttosto bassa e che cade in una regione dello spettro della direzione del vento di regola molto intensa nelle situazioni reali. Se il vento medio non è molto elevato, l'azione smorzante di questo sulle oscillazioni non è sufficiente ad arrestare la risonanza, che fa compiere alla banderuola oscillazioni di ampiezza anche superiore ai 25°. Basta questa constatazione per sconsigliare in modo categorico gli anemometri a coppe e banderuola di costruzione non accurata per compiere misure di vento utili in micrometeorologia. Da ultimo, va notato che, per quanto bassi, gli attriti possono impedire al vane di spostarsi in condizioni di vento basso e pertanto il sensore registra una direzione di provenienza del vento errata. Esiste anche per i *vane* quindi una *velocità di avvio*, come nel caso degli anemometri a coppe, e spesso è dello stesso ordine di grandezza, rendendo problematico l'uso del vane in sito caratterizzati da venti deboli.

2.7.3.1.3 Anemometro a elica (propeller)

La sua versione più semplice è costituito da un'elica ad n pale calettata su di un albero, la cui velocità di rivoluzione è convertita in una corrente leggibile per mezzo di un opportuno trasduttore. Di per sé l'elica misura agevolmente un vento parallelo al proprio asse di rotazione e questa che può sembrare una limitazione ha stimolato fin dal principio una serie di possibili soluzioni tecniche. La prima soluzione è costituita da un'elica montata sopra un *vane* che la

mantiene parallela alla direzione del vento (*Fig.2.56*), soluzione molto impiegata sia in postazioni di tipo aeronautico che nelle normali postazioni meteorologiche.



Fig.2.569 - Anemometro ad elica monoassiale

La soluzione tecnica più famosa, a tutti nota come *Gill propeller UVW*, è anche la soluzione tecnica più logica: il vento è un vettore scomponibile nelle tre componenti cartesiane ortogonali, quindi era logico costruire un sistema di bracci tra loro perpendicolari (un sistema di riferimento cartesiano ortogonale), uno verticale, gli altri due orizzontali, alle cui estremità era posta un'elica che misurava la componente del vettore vento lungo la direzione del singolo braccio (*Fig.2.57*). Questo geniale apparato, dotato di eliche molto leggere, ha consentito lo sviluppo della fase pionieristica degli studi micrometeorologici.



Fig.2.57: anemometro ad elica triassiale.

Dal punto di vista dinamico, *la singola elica è un sensore del primo ordine* e quindi la determinazione della velocità e della direzione del vento col *Gill UVW* non soffre dei problemi riscontrati con l'utilizzo del vane. A rigore non sarebbe così per la configurazione monoassiale: tale strumento è sicuramente del primo ordine per quanto riguarda la determinazione della velocità del vento, ma del secondo per quanto riguarda la direzione, dedotta dalla posizione del

vane, quindi con risposta ad una variazione istantanea di tipo oscillante. L'effetto stabilizzante dell'elica in rotazione, però, fa sì che le indesiderate caratteristiche tipiche di un sensore del secondo ordine risultino decisamente trascurabili. Come per ogni sensore del primo ordine, anche per l'anemometro ad elica può essere definita una *distance constant* L . Accurate misure in galleria a vento (McBean, 1972) hanno fornito attendibili valori per L ed hanno evidenziato la sua dipendenza dall'angolo θ tra la direzione del vento e l'asse dell'elica (circa 1.2m per θ pari a 30° e 1.5m per θ pari a 60°). L'inerzia (spesso piccola) delle parti rotanti agisce sul segnale di ingresso alla stregua di un filtro passa-basso, anche se nelle applicazioni più tradizionali, questa caratteristica non comporta particolari conseguenze. Negli studi sulla turbolenza atmosferica, il filtraggio comporta due effetti: il primo effetto, estremamente benefico, è la diminuzione del rumore strumentale, mentre il secondo, meno positivo, tuttavia di entità ridotta, consiste nella *sottostima* sistematica delle varianze e covarianze.

2.7.3.1.4 Anemometro ultrasonico

L'*anemometro ultrasonico* è attualmente lo strumento principe per lo studio della turbolenza atmosferica e, nella versione più diffusa, non è solo uno strumento per la misura delle componenti del vento e ma anche della temperatura. Paradossalmente l'idea dell'anemometro ultrasonico non è molto recente, anche se le difficoltà tecniche nella sua costruzione sono state superate solo grazie all'avvento della nuova tecnologia elettronica. Il primo uso noto dell'antenato di tale anemometro nella misura della turbolenza atmosferica si riscontra nel famoso Progetto Sperimentale Prairie Grass (USA) condotto nella metà degli anni '50. Quasi contemporaneamente, Bovsheverov, Voronov e Gurvich svilupparono all'Università di Mosca nel 1958 un prototipo molto simile di anemometro sonico, (Monin e Yaglom, 1971). Da allora tale strumento si è sviluppato lentamente, interiorizzando le tecnologie elettroniche più attuali, ed è entrato nell'uso comune in micrometeorologia grazie ad un nutrito numero di ricercatori. Il principio fisico su cui si basa l'anemometro ultrasonico è la variazione del tempo di propagazione del suono nei fluidi in movimento. Per maggiori dettagli si rimanda a Sozzi e al. (2002). Per illustrarne il funzionamento si faccia riferimento alla Fig.2.58.

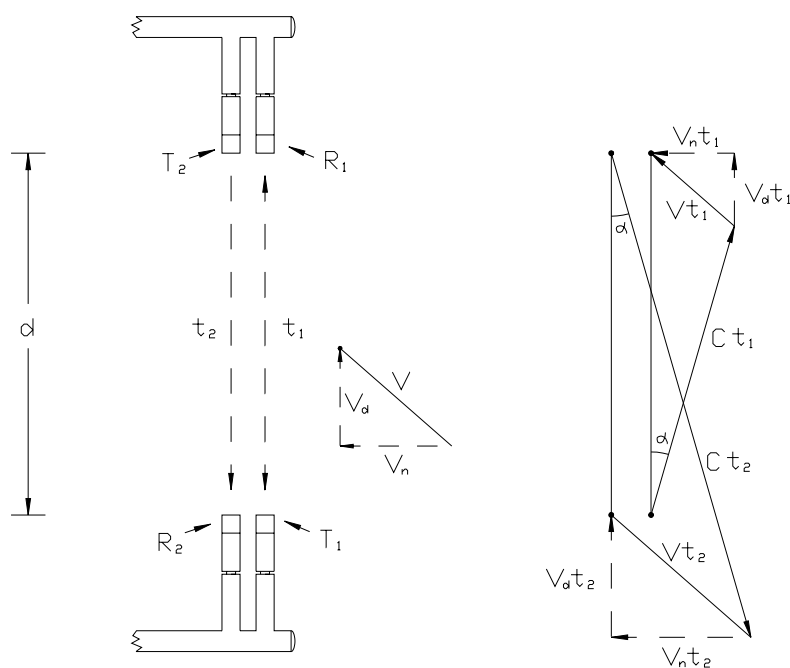


Fig.2.58: Coppie emettitore – ricevitore (Kaimal, 1982, Kaimal, 1994).

Si immagini che ci siano due coppie di emettitori-ricevitori di impulsi sonori nella geometria indicata. La distanza che separa ogni emettitore dal proprio ricevitore sia la medesima e pari a d (*path* della coppia). La differenza tra le due coppie sta nel fatto che l'emettitore T_1 sta a brevissima distanza dal proprio ricevitore R_1 e viceversa per T_2 e R_2 (nella realtà costruttiva attuale T_1 e R_2 coincidono e così pure T_2 e R_1). Pertanto un impulso emesso da T_1 farà un percorso inverso all'impulso emesso da T_2 . Se il fluido (l'aria) è fermo, il percorso dei due impulsi sarà uguale e contrario ed il tempo t_1 necessario perché il primo impulso raggiunga R_1 sarà esattamente uguale al tempo t_2 impiegato dal secondo impulso. Le cose cambiano se l'aria è in movimento. Se il movimento dell'aria è descritto dal vettore \mathbf{V} indicato in figura, allora i percorsi acustici seguiti dai due impulsi saranno quelli indicati nella parte destra della figura. Semplici considerazioni geometriche portano alle relazioni seguenti:

$$t_1 = \frac{d}{c \cdot \cos(\alpha) + V_d} \quad t_2 = \frac{d}{c \cdot \cos(\alpha) - V_d} \quad [2.127a]$$

dove $\alpha = \sin^{-1}(V_n/c)$. I due tempi di trasmissione sono quindi diversi. Se emettitore e ricevitore dispongono di orologi sincronizzati, noto l'istante di emissione dell'impulso e dato l'istante in cui esso raggiunge il ricevitore, è possibile ricavare per differenza il tempo netto di propagazione. Da queste relazioni si ha che:

$$V_d = \frac{d}{2} \left(\frac{1}{t_1} - \frac{1}{t_2} \right) \quad [2.127b]$$

relazione lineare tra la differenza dei reciproci dei tempi di propagazione e la componente V_d (direzione parallela al percorso acustico), con una sensibilità dipendente solo dalle caratteristiche costruttive dello strumento. Questa relazione è l'ideale per la definizione di un anemometro e la precisione che attualmente si può raggiungere è di 0.01 m/s. La composizione di tre strutture di questo tipo, poste ortogonali tra loro o sghembe, ma non complanari, definisce un vero anemometro triassiale, nella configurazione attuale. Senza entrare nei dettagli, si può dimostrare che con tale apparato è anche possibile ottenere il valore della *temperatura sonora*:

$$T_s = \frac{d^2}{1612} \left(\frac{1}{t_1} + \frac{1}{t_2} \right)^2 + \frac{v_n^2}{403} \quad [2.127c]$$

che, con un errore ridottissimo ($\pm 0.1^\circ\text{C}$) può essere equiparata alla *temperatura virtuale*. Pertanto, l'anemometro ultrasonico non solo è in grado di misurare la velocità del vento (tridimensionale se l'apparato è tridimensionale) ma anche la temperatura e quindi è logico dire che un tale apparato è un *anemometro - termometro sonico*.

Attualmente esistono in commercio due classi distinte di anemometri ultrasonici.

- anemometri biassiali realizzati semplificando drasticamente l'elettronica del *signal processing* e disegnati per rilevare le due componenti orizzontali del vento e quindi dedicate alla sostituzione della classica coppia anemometro a coppe/vane nella misura standard della velocità e direzione del vento orizzontale;
- anemometri triassiali, attualmente i più utilizzati in Micrometeorologia e costituiti concettualmente da tre sistemi monoassiali opportunamente organizzati geometricamente (Fig.2.59). La precisione della misura di temperatura è dell'ordine di 0.01°C e quindi un tale sistema consente di ottenere non solo le componenti medie della velocità del vento e la

temperatura virtuale (con qualche cautela, come si vedrà nel seguito), ma anche e soprattutto le deviazioni standard delle tre componenti del vento e della temperatura, la matrice di varianza covarianza delle componenti del vento (da cui è immediato dedurre la velocità di frizione) e la covarianza tra componenti del vento e temperatura virtuale, da cui è immediato la determinazione del flusso turbolento di calore sensibile.

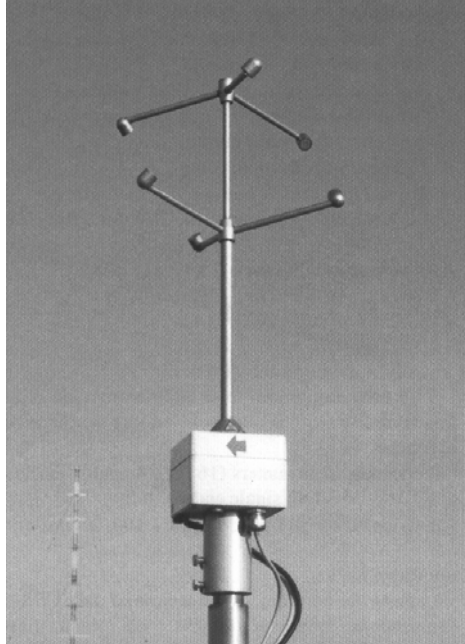


Fig.2.59: anemometro sonico a geometria non ortogonale (METEK GmbH)

Le formule appena viste che descrivono la risposta dello strumento sono espressioni puramente algebriche e questo basta per classificare l'anemometro ultrasonico come *strumento di ordine 0*. Come tale, l'anemometro ultrasonico è uno strumento con dinamica estremamente pronta, limitata solo dalla durata finita dei segnali sonori utilizzati nel processo di misura.

2.7.3.2 Misura della temperatura dell'aria

In questa sede vengono presentati solo quei termometri che producono come uscita una variabile di tipo elettrico, requisito indispensabile per un loro inserimento entro la catena di misura di una postazione meteorologica.

2.7.3.2.1 *Termocoppie*

T.J. Seebeck scoprì nel 1821 un effetto noto come effetto termoelettrico, che consiste nel fatto che collegando tra loro due metalli diversi si stabilizza a cavallo della loro giunzione una forza elettromotrice. L'importanza applicativa di tale effetto la si vede se si considera la situazione costituita da due fili di materiale differente (materiale A e B) saldati alle loro estremità C e D (punti di giunzione o giunti). Una tale configurazione prende il nome di *termocoppia*. I due punti di giunzione saranno in generale a due temperature in generali differenti t_C e t_D e se $t_C > t_D$, t_C è detto giunto caldo e t_D giunto freddo. Se si considera questa situazione, si ha che:

- se i due metalli sono differenti e se la temperatura dei due giunti è diversa, il circuito da essi costituito è sede di una forza elettromotrice e , risultante delle forze elettromotrici che nascono a cavallo delle due giunzioni;

- se i due metalli sono differenti, ma la temperatura ai due giunti è uguale, si sviluppano ancora due forze elettromotrici a cavallo dei due giunti, ma questa volta esse risultano uguali ed opposte e quindi e risulta complessivamente nulla;
- se, infine, i due fili sono dello stesso metallo, ai giunti non si svilupperà alcuna forza elettromotrice, per cui e sarà nulla.

Tutto ciò risulta ancora più chiaro se si considera la Fig.2.60, in cui uno dei due fili viene interrotto, interponendo un sistema di misura della tensione (idealmente un voltmetro). In questo caso il voltmetro misurerà una differenza di tensione ΔV proporzionale alla differenza di temperatura $\Delta T = t_C - t_D$. Idealmente si potrebbero considerare tutti i possibili metalli e tutti, combinati in coppia, potrebbero dar luogo a termocoppie, tuttavia in pratica vengono prese in considerazione poche coppie di metalli. Nell'intervallo di temperatura di interesse meteorologico, si considerano il rame, il ferro, il costantana (lega di Cu al 55% e di Ni al 45%), il chromel (lega di Ni al 89%, Cr al 9.8%, Fe al 1% e Mn allo 0.2%), l'alumel (lega di Ni al 94%, Al al 2%, Si al 1%, Fe allo 0.5% e Mn al 2.5%) che danno luogo ai tipi seguenti di termocoppie:

- termocoppia di **tipo T** (rame – costantana)
- termocoppia di **tipo E** (chromel – costantana)
- termocoppia di **tipo K** (chromel – alumel)
- termocoppia di **tipo J** (ferro – costantana)

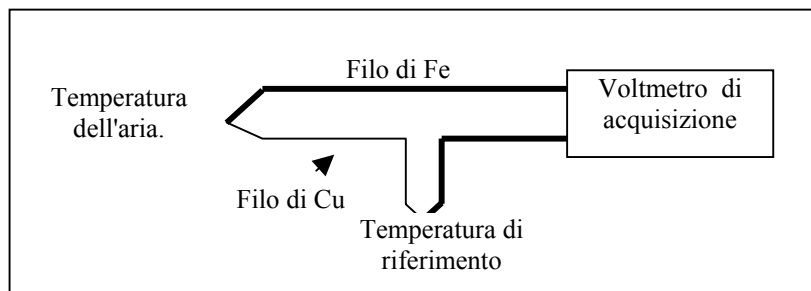


Fig.2.60: sistema ideale di misura della tensione generata da una termocoppia.

In linea di principio, i due giunti potrebbero stare a due temperature qualsiasi, tuttavia la gestione di una termocoppia si semplifica se si pone uno dei due giunti ad una temperatura nota (per esempio a 0°C) e l'altro alla temperatura che si vuole misurare. In questo caso, se per esempio si pone un giunto alla temperatura riferimento (*giunto di riferimento*), cambiando la temperatura al *giunto di misura* si misurerà al voltmetro (Fig.2.60) una tensione che varierà al variare di t_D . La relazione matematica che rappresenta la tensione misurata in funzione della differenza tra la temperatura di misura e la temperatura di riferimento prende il nome di *curva caratteristica della termocoppia*.

Una termocoppia altro non è che l'insieme di due fili di materiale metallico differente saldati ad una estremità (giunto di misura), mentre, l'altra estremità normalmente raggiunge dei morsetti che la collegano elettricamente a cavi elettrici che trasportano il segnale all'acquisitore. Uno dei problemi tecnici più importanti da risolvere è la realizzazione della giunzione di misura. Per termocoppie destinate a misure lente, può essere sufficiente l'impiego di fermi meccanici di piccole dimensioni. Altri metodi più usati, soprattutto per ridurre le dimensioni della giunzione, sono la saldatura, la brasatura e la *micropuntatura*. Con queste tecniche si ottengono giunzioni anche estremamente sottili consentendo quindi misure adatte alla determinazione dei parametri

della turbolenza del *PBL*. Una volta risolto il problema della realizzazione della giunzione, la termocoppia va rinforzata strutturalmente e ciò si può ottenere, per esempio, inserendo entro un piccolo cilindro di materiale isolante con due condotti assiali i due fili della termocoppia in modo tale che sporga da un lato il giunto di misura e dall'altro o i fili che vanno all'acquisitore o dei morsetti che vengono direttamente messi in comunicazione diretta con un box in cui è alloggiata l'elettronica di filtraggio, amplificazione e compensazione del segnale. Per misure di turbolenza con termocoppie sottili, il giunto di misura viene lasciato libero, mentre in termocoppie dedicate a misure più tradizionali, il giunto di misura viene circondato da una *protezione* realizzata in materiale ad alta conduzione termica che però protegge il giunto di misura dall'attacco chimico degli agenti atmosferici.

Se si considera la giunzione di riferimento ad una temperatura costante e variabile solo la giunzione di misura, ipotizzando che non ci siano effetti di riscaldamento indotti dalla radiazione solare e terrestre, si può dimostrare che la termocoppia può essere considerata con buona approssimazione un sensore del primo ordine con *una costante di tempo* τ direttamente proporzionale al diametro dei fili.

Una termocoppia con il giunto di misura esposto direttamente all'aria non misura esattamente la temperatura di quest'ultima, dato che subisce un riscaldamento causato dall'apporto energetico derivante dalla radiazione solare e terrestre. Per questo è necessario proteggere il giunto di misura con opportuni schermi protettivi (*shield*) che sono disponibili in molte forme differenti e che vanno a sostituire le antiche capannine di legno di colore bianco previste dal WMO, attualmente da evitare. L'azione principale di un buon *shield* è quella di schermare totalmente la radiazione solare diretta ed il più possibile la radiazione infrarossa. Ciò si può ottenere inserendo il sensore entro un contenitore cilindrico circondato da un insieme di piatti sovrapposti e spioventi, forati al centro, che consentono alla superficie esterna del cilindro di non essere colpita direttamente dalla radiazione solare, ma comunque di essere in contatto con l'aria esterna in movimento. Il coperchio superiore non è forato e fa da *tetto* all'intero sistema. Tutte le superfici esterne dello *shield* devono essere di colore bianco in modo da aumentare il più possibile la riflessione della radiazione. L'aria contenuta entro il cilindro, e quindi a diretto contatto col giunto di misura, scambierà calore con l'esterno soprattutto per convezione, ma ciò spesso non è sufficiente per eliminare l'errore di lettura dello strumento. Per migliorare lo scambio termico, e quindi per portare la temperatura del sensore la più vicina possibile a quella dell'aria da misurare, spesso si induce all'interno dello *shield* una ventilazione forzata realizzata in modo tale che l'aria venga *aspirata e non soffiata* per evitare un riscaldamento indotto dagli organi che realizzano la ventilazione.

Una caratteristica interessante di una termocoppia è il fatto che non richiede (il sensore in quanto tale almeno) alcun tipo di alimentazione elettrica, dato che è un generatore quasi-ideale di tensione, con una piccola resistenza interna, tipicamente dell'ordine di 10Ω . Il segnale di tensione prodotto è molto basso e ciò determina alcuni problemi pratici, specialmente quando si è interessati alla misura delle fluttuazioni di temperatura. Inoltre la termocoppia non realizza una misura assoluta di temperatura, per la sua intrinseca natura, per questo è necessario avere a disposizione una temperatura di riferimento nota. Se in laboratorio questo problema può essere facilmente superato impiegando come temperatura di riferimento 0°C ottenuti in un vaso Dewar, in campo è necessario operare in modo differente. In linea di principio si potrebbe (e spesso si fa) inserire il giunto di riferimento in un blocco di materiale isolato, caratterizzato da una costante di tempo estremamente elevata, assieme ad un altro termometro di minor pregio (un termistore per esempio) dedicato alla determinazione della temperatura del giunto di riferimento che in questa situazione varierà in modo estremamente lento e di molto poco. La soluzione più comunemente impiegata si fonda sul fatto che sono disponibili componenti elettronici che integrano al loro interno le funzioni seguenti: generazione elettronica di un giunto di

riferimento, amplificazione del segnale e decodifica del segnale della termocoppia in base alla relativa curva caratteristica. L'uscita sarà quindi costituita da un segnale già compensato per la temperatura del giunto di riferimento, amplificato, linearizzato in funzione del tipo di termocoppia e quindi della corretta curva caratteristica.

2.7.3.2.2 Termoresistenze

La resistenza elettrica dei materiali conduttori (come per esempio il rame, il tungsteno, il nichel ed il platino) aumenta con l'aumentare della temperatura a cui si trovano. Questa proprietà suggerisce la possibilità di realizzare sensori di temperatura costituiti sostanzialmente da spezzoni di materiale conduttore inseriti come resistenze in appositi circuiti elettrici. In effetti tali sensori presentano una variazione di resistenza elettrica direttamente proporzionale alla variazione della propria temperatura. La relazione matematica che lega il valore di resistenza elettrica R alla temperatura T prende il nome di curva caratteristica. Tra tutti i metalli citati, il platino è sicuramente il più interessante, soprattutto per la sua relativa stabilità chimica, e in effetti la maggior parte delle termoresistenze (*RTD*) sono in realtà resistori di platino (*PRT*). Nelle applicazioni pratiche più comuni si considera come *RTD* una resistenza al platino che a 0°C abbia una resistenza elettrica esattamente di 100Ω. Una termoresistenza di questo tipo prende il nome di *PT100* ed è costituita da uno spezzone minuscolo di filo di *Pt* collegato ad un opportuno circuito elettrico capace di rilevare e determinare la sua resistenza che, come visto, risulta direttamente proporzionale alla *temperatura media* dello spezzone stesso. Dalla conoscenza di R_0 e della curva caratteristica è immediato ottenere il valore della temperatura. Le *RTD* più diffuse in meteorologia sono frequentemente costituite da fili di platino (di regola incamiciati in cementi polimerici o ceramici per ritardarne la corrosione e per evitare lesioni meccaniche) di dimensioni calibrate, con la resistenza a 0°C sia pari a 100 Ω. La scelta di una termoresistenza di *Pt* deriva dal fatto che essa presenta un'elevata accuratezza ed un comportamento molto stabile nel tempo. In aggiunta, la curva di risposta temperatura/resistenza ha un andamento molto regolare che, per quanto non lineare, si presta molto bene ad una linearizzazione tabellare. La geometria indicata è tipica dei sensori destinati a misure di routine, per i quali la velocità di risposta non è la qualità più importante. Per misure di tipo micrometeorologico, invece, la struttura geometrica del sensore può essere molto varia. Tutte hanno in comune però il fatto di impiegare fili estremamente sottili di lunghezza estremamente ridotta. Oltre che per ragioni di risposta dinamica del sensore, la riduzione della dimensione fisica del sensore deriva dal fatto che la *RTD* è sensibile alla temperatura media del sensore stesso: più la dimensione è elevata, meno la misura di temperatura sarà puntuale.

Con buona approssimazione, una *RTD* (e quindi anche una *PT100*) può essere considerato un *senore del primo ordine* caratterizzato da una *costante di tempo* che può essere stimata con le medesime relazioni date per le termocoppie. Anche in questo caso dimensione ridotta della *RTD* (vista geometricamente come un piccolo cilindro) significa ridotta costante di tempo.

I problemi visti a questo proposito nel caso delle termocoppie si ripropongono allo stesso modo anche per le *RTD*, pertanto è indispensabile collocarle all'interno di uno *shield* ventilato ed isolarle opportunamente dalle strutture di sostegno. A differenza della termocoppia, la termoresistenza non produce un segnale elettrico, ma solo una variazione della propria resistenza elettrica, quindi è necessario inserirla in un circuito elettrico (per esempio un partitore di tensione o un ponte di *Wheatstone*) in modo tale che tale variazione di resistenza si traduca in una variazione di tensione. E' importante ricordare che entro la resistenza $R(T)$ transita della corrente e quindi nel *RTD* c'è un autoriscaldamento. Per limitare tale fenomeno, è necessario che la corrente transitante sia la minima possibile.

2.7.3.2.3 Termistori

I termistori sono dispositivi realizzati per sinterizzazione di materiali semiconduttori quali il germanio ed il silicio, *drogati* con quantità accuratamente determinate di impurezze. Nel caso dei termistori, la resistenza *diminuisce* in modo estremamente marcato con l'aumentare della temperatura. I termistori, come le termoresistenze, hanno una risposta alle variazioni istantanee di temperatura del primo ordine, almeno entro i limiti di temperatura di interesse per lo studio del *PBL*. A differenza delle termoresistenze, i termistori però hanno tempi di risposta di regola piuttosto bassi e dipendenti dalle dimensioni fisiche. Essendo prodotti di sinterizzazione, è possibile realizzarli, almeno in linea di principio, in tutte le forme e le dimensioni volute, anche rivestiti da gusci metallici protettivi di elevata conducibilità termica che favoriscono la rapidità di risposta. Purtroppo, la loro risposta fortemente non lineare (se paragonata a quella delle termoresistenze) e la tendenza dei semiconduttori a variare le proprie caratteristiche nel tempo, ne limitano l'accuratezza. A loro vantaggio, va senz'altro il costo limitato e la disponibilità in forme e dimensioni adatte ad ogni tipo di applicazioni. Il fatto che le dimensioni possano essere ridotte al minimo, consente a questo tipo di sensore di raggiungere costanti di tempo estremamente ridotte, anche dell'ordine del millisecondo, cosa che permette di realizzare misure di turbolenza e non solo misure medie.

Anche il termistore presenta come *segnale elettrico di uscita* una variazione di resistenza e quindi le tecniche viste per la conversione di una variazione di resistenza in variazione di tensione a proposito delle termoresistenze può essere applicata anche in questo caso. Il problema più importante che deve essere preso in considerazione durante l'utilizzo del termistore è *l'autoriscaldamento* derivante dal passaggio di corrente al suo interno quando è inserito in un circuito di condizionamento del segnale per ricavarne una variazione di tensione. Bisogna quindi che la corrente transitante nel termistore sia la più ridotta possibile.

2.7.3.3 Misura dell'umidità dell'aria

Per quanto riguarda la misura dell'umidità dell'aria è opportuno separare nettamente la classe di *sensori a risposta lenta*, impiegabili in normali stazioni meteorologiche e dedicati alla misura del valor medio dell'umidità relativa dell'aria, da quella dei *sensori a risposta rapida*, dedicati alla misura del flusso (normalmente verticale) di vapor d'acqua e quindi anche del flusso latente di calore.

7.3.3.3.1 Igrometri a risposta lenta

Molti sono i tipi di igrometri a risposta lenta disponibili attualmente e possono essere classificati nelle categorie seguenti: sensori di tipo elettrico, psicrometri e sensori a punto di rugiada. Per una panoramica generale si veda per esempio Benincasa e al. (1991) e Coantic e Friehe (1982).

Sensori di tipo elettrico

E' questa una classe eterogenea di sensori in cui sono presenti sia sensori di tipo resistivo, che di tipo capacitivo che misti:

- I *sensori di tipo resistivo* sfruttano la variazione della resistenza elettrica di alcuni materiali (come alcuni sali igroscopici come cloruro di litio o polvere di carbone sospesa in gelatina di cellulosa) con l'umidità relativa dell'aria. Più precisamente, tali sensori sono costituiti da due elettrodi tra cui è interposto il materiale igroscopico fatto depositare o assorbire su un supporto solido isolante. Il sensore, quindi, costituirà una resistenza, (dell'ordine dei $M\Omega$) che, una volta inserita in un circuito elettrico (normalmente un ponte di Wheatstone), potrà essere convertita in una tensione rilevabile da parte di un sistema di acquisizione analogico.

- I *sensori di tipo capacitivo* sono costituiti da un condensatore in cui viene interposto tra le due armature un polimero in grado di mutare la propria costante dielettrica al variare della pressione parziale di vapore.
- I sensori attualmente più interessanti sono i sensori *resistivo-capacitivi*. Il principio di funzionamento si basa sul fatto che l'ossido di alluminio o di tantalio, ottenuto per anodizzazione, presenta una struttura porosa. Se questo ossido viene interposto tra due elettrodi (solitamente costituiti uno dallo stesso alluminio su cui si è prodotto lo strato di ossido e l'altro da un sottilissimo strato di oro), l'insieme che ne risulta cambia la propria resistenza e la propria costante dielettrica in funzione della pressione parziale del vapor d'acqua. Pertanto questo sensore, inserito in un circuito elettrico opportuno, potrà dar luogo ad una tensione misurabile, proporzionale all'umidità relativa.

Psicrometro.

Lo psicrometro si basa sulla misura della differenza di temperatura che esiste tra due termometri identici, il primo esposto liberamente all'aria e l'altro sempre esposto all'aria, ma avente la superficie coperta da una garza imbevuta d'acqua ed in comunicazione con un serbatoio d'acqua. La temperatura del primo termometro (T_d) è la *temperatura a bulbo secco*, mentre la temperatura misurata dal secondo (T_w) è la *temperatura a bulbo umido*. Ricordando quanto detto in precedenza, dalle due temperature così misurate è possibile ottenere la tensione di vapore e (hPa) presente nell'aria. Entrambi i termometri (normalmente costituiti da una termoresistenza o da una termocoppia) sono alloggiati entro uno schermo mantenuto a ventilazione forzata e sono posti molto vicini l'un l'altro in modo da non indurre errori di misura determinati dal posizionamento dei due termometri in punti dello spazio a temperatura differente. Questo strumento è estremamente preciso, ma di difficile impiego dato è necessario garantire costantemente la superficie umida del termometro a bulbo umido.

Sensori a punto di rugiada.

Un metodo alternativo è misurare la *temperatura di rugiada*, cioè quella temperatura a cui la reale quantità di vapor d'acqua presente nell'aria è sufficiente a saturarla. La temperatura di rugiada in un dato ambiente si ottiene misurando la temperatura di una superficie fredda (normalmente uno specchio in contatto con un elemento refrigerante costituito normalmente da una cella di Peltier) affacciata all'ambiente, al momento in cui su di essa, per effetto dell'abbassamento della temperatura, si forma una goccia d'acqua. La parte più complicata del sistema è quella cui viene affidato il compito di individuare l'istante in cui si forma la goccia per fare in modo che la temperatura dello specchio, una volta raggiunta la temperatura di rugiada, si mantenga tale. A tal fine spesso si illumina perpendicolarmente lo specchio e, nel momento in cui questa si formerà, la luce verrà diffusa e andrà a colpire una cella fotosensibile che produrrà un segnale elettrico con cui regolare l'alimentazione della cella di Peltier in modo da mantenere la temperatura dello specchio costante.

2.7.3.3.2 Igrometri a risposta veloce

Gli igrometri a risposta veloce hanno come funzione principale non tanto quella di misurare con accuratezza l'umidità dell'aria, quanto piuttosto quella di misurare con accuratezza le fluttuazioni nel tempo di tale variabile. Due sono le possibilità pratiche sfruttate normalmente. La prima è costituita dall'impiego di psicrometri in cui i termometri siano di piccolo diametro. Se il ridotto diametro consente al termometro a bulbo secco di raggiungere tempi di risposta molto ridotti, per un termometro identico con bulbo bagnato, la presenza della garza bagnata, aumenta il tempo di risposta, raggiungendo valori di circa dieci volte quello del termometro a bulbo secco. Senza dubbio, però, i sensori più impiegati per la misura delle fluttuazioni di

umidità si basano sull'assorbimento di radiazione (infrarossa o ultravioletta) da parte del vapore d'acqua. Per maggiori dettagli si rimanda a Sozzi e al. (2002).

2.7.3.4 Misura della pressione atmosferica

L'utilità di un barometro in una rete di monitoraggio non sta tanto nel calcolo della pressione assoluta in un punto, quanto nella possibilità, confrontando letture contemporanee provenienti da punti diversi, di apprezzare i gradienti di pressione atmosferica al suolo. Questi, a loro volta, forniscono indicazioni interessanti sugli spostamenti delle masse d'aria a livello regionale: un fenomeno che non è legato alla turbolenza del *PBL*, ma che permette una miglior comprensione della sua dinamica. I barometri più diffusi si basano sull'espansione e sulla contrazione di una camera elastica che separa un gas a temperatura campione dall'atmosfera esterna. L'entità della deformazione della camera elastica dipende:

- dalla differenza tra la pressione del gas da essa racchiuso e la pressione media dell'atmosfera nel punto di misura (che poi è la variabile che interessa misurare);
- dalla temperatura (che, in assenza di contromisure, tende a produrre un aumento della pressione della camera elastica, inducendo sottostime sistematiche della pressione),
- dall'accelerazione di gravità nel punto di misura (che induce un effetto simile a quello della temperatura, deformando la camera elastica ed inducendo sottostime).

Nel caso dei barometri impiegati comunemente nelle reti di monitoraggio, la deformazione della camera elastica viene trasdotta in un segnale elettrico di natura analogica impiegando sensori di deformazione (*strain gages*) od equipaggi capacitivi.

2.7.3.5 Misura delle precipitazioni

Per la misura delle precipitazioni, il sensore più utilizzato è il *pluviometro*, costituito da un cilindro metallico di dimensione nota, con il fondo a forma di imbuto che convoglia l'acqua meteorica raccolta ad un sistema a *cucchiaino basculante*. La *bascula* ha due posizioni di equilibrio stabile e passa da una posizione all'altra ogni volta che uno dei due cucchiaini si riempie. Quando arriva alla nuova posizione di equilibrio, un sistema magneto-elettrico (*relé di reed*) emette un impulso di tensione che il sistema di acquisizione deve essere in grado di registrare. Dato che il volume di ciascun cucchiaino è noto, ad ogni impulso corrisponde un volume noto di acqua raccolta dal pluviometro, pari al volume del cucchiaino stesso.

2.7.3.6 Misura della radiazione solare e terrestre

2.7.3.6.1 *Radiazione solare globale*

Dato che la radiazione solare viene in parte diffusa dall'atmosfera, la sua misura deve riferirsi alle direzioni di tutto l'emisfero posto superiormente al punto di misura. Lo strumento utilizzato a tal fine è chiamato *radiometro globale* o *piranometro*. I piranometri più usati in Micrometeorologia sono i *piranometri a termopila* (Fig.2.61) il cui elemento sensibile è un disco metallico, diviso in settori colorati in modo da assumere diversi albedo (ad esempio, alternativamente bianchi e neri; sono state usate anche altre combinazioni di colori). Ogni settore è termicamente collegato al giunto di una termocoppia; i giunti alternativamente caldi e freddi delle termocoppie dei settori, collegati in modo opportuno, forniscono in uscita una tensione (in genere debolissima, trattandosi di una misura di temperatura differenziale, dell'ordine di pochi microvolt) che dipende dalla differenza di temperatura tra i settori, che a sua volta dipende dalla radiazione incidente.

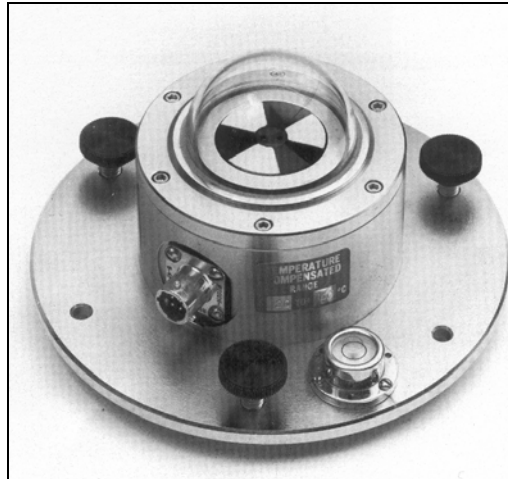


Fig.2.61 Piranometro a termopila.

Una trattazione estremamente accurata dei principi fisici su cui si basa il funzionamento del piranometro, può essere trovata in Hinzpeter (1982) cui si rimanda per i dettagli. In sostanza la cosa più importante da ricordare è che, dopo un'opportuna calibrazione, per ogni piranometro si può individuare una *sensibilità* E ($\text{mV} \cdot (\text{Wm}^{-2})^{-1}$) tale che, detto R_g la radiazione Solare Globale misurata e V_{out} la tensione in uscita al sensore, valga la relazione $R_g = V_{out} / E$.

Il sensore a termopila è delicato (in particolare *non deve sporcarsi*, pena la perdita del colore di calibrazione con il conseguente fuori servizio) e per questa ragione, viene protetto da una calotta emisferica, che agisce *anche*, inevitabilmente, come filtro. Normalmente, il materiale utilizzato per la calotta è il vetro, che lascia passare lunghezze d'onda tra circa 0.3 e 2.8 μm . Questa scelta è giustificata dal fatto che la radiazione solare presenta composizione spettrale molto vicina allo spettro di corpo nero a 6000 K con lunghezze d'onda comprese tra 0.1 e 5 μm . Il piranometro a termopila è un sensore con una risposta del primo ordine, caratterizzato da una costante di tempo che di regola vale qualche decina di secondi e che tende a crescere con la precisione e la qualità dello strumento. Tutti i piranometri *di notte devono restituire una tensione nulla*. In pratica, questo requisito di base è spesso violato a causa di errori di installazione (lampade sospese sul punto di misura, eccetera) o di problemi strumentali. Questi problemi possono essere compensati ponendo una grande accuratezza al momento dell'installazione ed agendo con elaborazioni opportune sui dati raccolti. Da ultimo vanno fatte alcune precisazioni. Quando si pongono due piranometri, uno affacciato verso l'alto e l'altro rivolto verso il basso, si misurano in questo modo sia la R_g sia l'albedo. Lo strumento così composto prende il nome di *Albedometro*. Inoltre, anche se più raro, esiste uno strumento detto *Pireliometro* che misura la radiazione solare diretta su di una superficie perpendicolare.

2.7.3.6.2 Radiazione netta

La radiazione netta è la somma algebrica delle radiazioni ad onda corta e ad onda lunga in avvicinamento e in allontanamento dalla superficie terrestre. Per misurare la radiazione netta si usa il *Radiometro Netto* o *pirradiometro* (Fig.2.62). In pratica, il radiometro netto è costituito da due piranometri (di solito a termopila) affacciati in direzioni opposte. Anche in questo caso, i dettagli sui principi fisici su cui si basa il funzionamento di tale strumento possono essere trovati in Hinzpeter (1982). La principale differenza tra il Radiometro Netto ed il piranometro sta nel fatto che il Radiometro Netto, dovendo misurare anche la componente ad onda lunga, deve utilizzare superfici protettive ad essa trasparenti. Di regola, tali superfici sono costituite da

polimeri, capaci di far passare le componenti ad onde lunga e corta della radiazione e, nel contempo, abbastanza resistenti da proteggere efficacemente gli elementi sensibili. Una soluzione molto adottata consiste nell'adozione di calotte in polietilene, che però sono estremamente fragili e presentano frequenti rotture in esercizio a causa o della grandine o della pioggia molto forte o dell'azione degli uccelli.

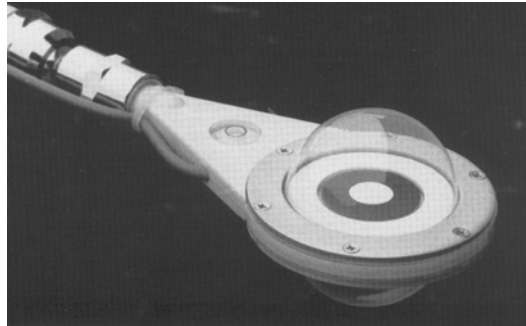


Fig.2.62- Radiometro netto a cupola (REBS)



Fig. 2.63: radiometro netto di nuova costruzione (Kipp&Zonen)

Attualmente è disponibile un Radiometro Netto privo di cupole, sostituite da coperture rigide in silicone, molto più resistenti (*Fig.2.63*).

2.7.3.7 Misura di flusso di calore nel suolo

Il flusso di calore che si instaura all'interno del terreno è un parametro che riveste notevole interesse in idrologia e in agrometeorologia. Per quanto riguarda gli aspetti micrometeorologici, sarebbe importante poter misurare il termine G_0 del bilancio energetico superficiale, cioè il flusso di calore verticale che si instaura tra la superficie del terreno e l'aria sovrastante. Date le difficoltà pratiche insite nella realizzazione di un tale tipo di misura, normalmente si procede alla misura del flusso verticale di calore *entro il suolo* ad una profondità estremamente ridotta (pochi centimetri), cosa che si realizza mediante la *piastra di flusso* costituita in sostanza da un piccolo disco dello spessore di pochi millimetri attorniato da una corona circolare che ha la funzione di minimizzare gli effetti di bordo. Se consideriamo l'elemento sensibile centrale (il sensore vero e proprio), esso è un disco di pochi centimetri di diametro di materiale plastico entro cui è inserita una *termopila*, cioè un numero rilevante di termocoppie collegate in serie. A fronte di un flusso di calore verticale che attraversa la piastra, si stabilirà tra le due superfici dell'elemento sensibile una differenza di temperatura proporzionale al flusso verticale di calore.

2.7.3.8 Criteri di localizzazione dei sensori

Per una buona osservazione della meteorologia non basta che vengano utilizzati sensori di buona qualità ed adeguati alle esigenze operative, ma è necessario anche che vengano rispettati criteri adeguati nella scelta del punto in cui installare una postazione di monitoraggio e che entro la stazione di misura i vari sensori vengano disposti opportunamente. Qui di seguito vengono dati alcuni criteri di massima per raggiungere questi obiettivi, tratti prevalentemente da US-EPA (1987) e (2000).

Le caratteristiche fisiche del sito, comprese le proprietà lito-pedologiche, devono essere in generale rappresentative di un'area la più possibile vasta. Ciò dovrà essere vero in generale, anche se nel caso di postazioni meteorologiche poste entro le città molte restrizioni dovranno essere rilasciate. Il sito deve essere il più lontano possibile da aree irrigate, laghi, aree fortemente urbanizzate e linee di comunicazione viaria ad elevato traffico in modo da evitarne gli effetti perturbanti a scala locale. La pendenza del suolo dovrebbe, se possibile anche in situazioni orografiche complesse, essere inferiore a 5° ed il suolo deve essere ricoperto di erba mantenuta ad altezza ridotta costantemente durante tutto l'anno.

Dal punto di vista logistico, gran parte della strumentazione ed il contenitore del sistema di acquisizione ed elaborazione dati dovranno essere alloggiati su un palo meteorologico, a differenti altezze, dotato di buone doti di rigidità per evitare che le misure dell'anemometro ultrasonico siano perturbate. Dovrà anche essere possibile poter allineare e livellare i vari sensori: a tale scopo sarebbe preferibile adottare un *traliccio* di tipo arrampicabile, prevedendo tutte le norme di sicurezza anti-infortunistica previste dalla normativa vigente. La soluzione *"tutto sullo stesso palo"* minimizza, inoltre, le esigenze di occupazione del suolo.

Ogni anemometro (convenzionale o ultrasonico) dovrà essere collocato alla sommità del palo (normalmente alto 10 metri rispetto al suolo) ed orientato a Nord secondo le indicazioni del costruttore. L'errore di allineamento a Nord del sensore deve essere inferiore a 1°. Nel caso di anemometri triassiali, un ulteriore elemento da curare nella installazione è costituito dalla verticalità del sensore che deve essere controllata con idonea strumentazione di livellamento a sensore già montato sulla cima del palo in posizione eretta. Dato che spesso saranno presenti ostruzioni, è necessario che tra il punto di misura e le varie ostruzioni presenti ci sia una distanza pari ad almeno dieci volte l'altezza dell'ostruzione stessa. Se l'anemometro non può essere collocato sopra la sommità del palo, è necessario che sia dotato di uno sbraccio che lo connetta a quest'ultimo. La lunghezza dello sbraccio dovrà essere non inferiore a due volte la dimensione trasversale del palo (o torre) nel punto in cui è collocato lo sbraccio. Inoltre tale sbraccio dovrà essere realizzato in maniera da presentare un notevole grado di rigidità per evitare che si inducano vibrazioni all'anemometro.

I termoigrometri non dovranno essere perturbati dalla radiazione solare. A tale scopo è opportuno collocarli negli appositi *shelter* metallici di protezione. Questi, al fine di evitare l'aumento del tempo di risposta del sensore, devono essere preferibilmente del tipo a circolazione forzata con velocità circolante pari a 2.5-10 m·s⁻¹. E' consigliabile collocare il termoigrometro ad un'altezza rispetto al suolo di 2 metri e dovrebbe avere attorno a se un'area di circa 9 metri di raggio coperta di erba bassa o comunque di superficie naturale. La distanza tra il punto di misura e gli ostacoli vicini dovrà essere superiore a quattro volte l'altezza degli ostacoli stessi.

Per quanto riguarda i barometri, essi devono essere collocati in modo da essere immuni da sbalzi di temperatura e da vibrazioni e comunque lontano da apparati di riscaldamento o condizionamento. Inoltre non devono essere esposti a correnti d'aria o alla radiazione solare

diretta.

Il pluviometro è l'unico strumento che normalmente non viene alloggiato sul palo. Infatti nella sua localizzazione si deve tenere conto della necessità di evitare influenze da parte del territorio circostante (ad esempio, presenza di costruzioni, di tettoie, di alberi,...). Vanno infine preferite localizzazioni riparate dal vento. La distanza del pluviometro da strutture ed ostacoli non deve essere inferiore a 4 volte l'altezza degli stessi. L'imboccatura calibrata del pluviometro deve essere perfettamente orizzontale e ad una quota rispetto al suolo non molto elevata (circa 1 metro), ma sufficiente ad evitare che le gocce di pioggia rimbalzino dal suolo nel pluviometro.

Per collocare i radiometri, è importante evitare che essi si trovino in zone d'ombra, indotte da ostacoli presenti nella porzione di orizzonte E-NE ed W-NW passando da Sud. Vanno inoltre allontanati il più possibile da sorgenti luminose artificiali e da oggetti riflettenti, che potrebbero falsarne le misure.

I siti di misura del vento devono essere collocati in punti del territorio il più possibile immuni da effetti fluidodinamici di tipo locale (per esempio non dovrebbero essere collocati in canyon urbani o a ridosso di ostacoli schermanti i rilievi orografici, a meno che si sia interessati proprio allo studio di tali situazioni). Nel determinare il numero e la dislocazione sul territorio dei singoli punti di misura del vento, è opportuno fare riferimento ai seguenti criteri:

- nelle situazioni a topografia pianeggiante, i punti dovranno essere disposti il più regolarmente possibile su una maglia abbastanza larga (ad esempio 50-100 km);
- nelle situazioni topograficamente complesse (orografia e grandi specchi di acqua come i laghi) la maglia dovrà essere convenientemente infittita;
- ogni valle di una certa rilevanza dovrà possedere almeno una postazione meteorologica in fondovalle, lontana dai punti di confluenza delle valli laterali. Nella classiche situazioni di vallate ad Y sarà opportuno monitorare tutti e tre i rami per poter cogliere eventuali brezze di monte e di valle;
- nelle valli di maggiore estensione è opportuno porre anche qualche punto di misura su versanti opposti in modo da poter cogliere le varie brezze che vi si instaurano (venti catabatici ed anabatici);
- nei siti costieri, valgono le stesse considerazioni presentate per il caso di situazioni a topografia complessa con l'ulteriore indicazione di collocare sempre coppie di postazioni, una a ridosso della linea di costa e l'altra nell'entroterra ad una distanza di $2 \div 3$ km dalla prima, collocata lungo una linea perpendicolare alla costa, questo per consentire di individuare lo sviluppo di un eventuale *TIBL*.

La misura della velocità e della direzione del vento viene effettuata ad una quota che dovrebbe essere scelta in modo tale da prevenire l'interferenza di ostacoli. A titolo indicativo, la quota di 10 m, tipica raccomandazione *WMO*, può continuare ad essere usata, anche se in realtà non è vincolante. Restano comunque aperti almeno altri due problemi. Intanto la pratica della misura a 10 m potrebbe essere totalmente errata quando nell'area in cui essa viene eseguita ci siano *alberi d'alto fusto*, infatti il punto di misura potrebbe essere entro la *canopy* delle piante e quindi non essere rappresentativo. In questo caso una regola di prima approssimazione potrebbe essere quella di elevare il punto di misura ad una quota di $1.5 \div 2$ volte l'altezza media degli alberi. Poi, la misura del vento in *aree urbane* è di regola molto difficile. Escludendo la misura del vento nei *canyon* (se non per specifiche misure di ricerca volte alla taratura dei modelli di

dispersione degli inquinanti all'interno delle aree urbane) è possibile, anche se non completamente consigliabile, operare alla sommità degli edifici. A tal fine conviene:

- scegliere l'edificio in modo che la sua massima quota sia superiore a quella della maggior parte degli edifici adiacenti e comunque tale da non avere edifici più alti lungo la direzione dei venti prevalenti,
- l'edificio stesso determina una scia. Per minimizzare la distorsione di flusso causata da questo effetto, la quota di misura (contata a partire dalla sommità dell'edificio stesso) deve essere superiore di $1.5 \div 2$ volte il valore determinato dalla relazione $H_c = 0.22 \zeta^{2/3} \xi^{1/3}$ dove $\zeta = \min(h, w)$ e $\xi = \max(h, w)$ con h e w uguali rispettivamente all'altezza dell'edificio ed alla sua dimensione trasversale vista dal vento. Sia h che w devono essere espressi in metri.

Nella pratica è molto difficile trovare una zona completamente priva di ostacoli. In tal caso, volendo posizionare un punto di misura del vento ad una quota di 10 m, sarà necessario situarlo ad una distanza di almeno 10 -20 volte l'altezza media degli ostacoli.

I punti di misura al suolo della temperatura e della umidità relativa vanno collocati in corrispondenza di tutti i punti di misura anemologici.

Il campo di turbolenza è uno degli elementi principali, se non il più importante, per determinare l'entità e la distribuzione spazio-temporale dell'inquinamento atmosferico. In pratica il concetto di campo di turbolenza è costituito dall'insieme delle deviazioni standard delle tre componenti del vento e della temperatura, delle covarianze tra le componenti del vento e le covarianze tra le componenti del vento e la temperatura. I punti di misura saranno coincidenti con i punti di misura anemologici se, come si spera, nel futuro gli anemometri ultrasonici triassiali sostituiranno definitivamente quelli normali. Risulta quindi evidente che la misura (diretta o indiretta, a seconda della presenza o meno in sito dell'anemometro ultrasonico) dei parametri di turbolenza dovrà essere realizzata in ogni postazione in cui si misuri il vento.

L'importanza della misura di radiazione solare globale e di radiazione netta sta nel fatto che:

- è di aiuto nell'interpolazione dei dati di turbolenza al suolo, misurati dall'anemometro ultrasonico,
- permette, assieme ad un anemometro convenzionale e ad un termometro, la stima di prima approssimazione dei parametri che definiscono la turbolenza del *PBL* anche in assenza di anemometro ultrasonico, come si vedrà nel seguito,
- aiuta l'interpretazione dei processi di reattività fotochimica.

Per questo, tali sensori dovrebbero essere localizzati in ogni sito di misura anemologica.

2.7.4 Sondaggi in quota

Con questo termine ci si riferisce a 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 strumenti meteorologici ed un sistema di acquisizione e trasmissione dati ridotto all'essenziale.

2.7.4.1 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 in volo un *pallone* (normalmente di colore rosso perché resti facilmente visibile) che sale con una velocità ascensionale costante e nota (in generale $150 \text{ m-minuto}^{-1}$). A terra si segue il volo del pallone (detto *pilot*) con un normale teodolite e, a tempi fissati, si registra la posizione del pallone nel cielo. L'inseguimento continua finché il pallone resta visibile ed è quindi possibile determinarne la posizione. Questa è una tecnica quasi completamente manuale e richiede molta esperienza nel determinare con sufficiente precisione la posizione del pallone, soprattutto nella fase iniziale del volo. Una volta nota nei vari istanti di rilevazione la posizione del pallone, con semplici calcoli trigonometrici è possibile una stima del profilo verticale della velocità del vento.

2.7.4.2 Radiosonde

Questa tecnica usa palloni molto simili ai palloni *pilot*, ma 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 per la misura della temperatura a bulbo secco (T_d), a bulbo umido (T_w) e per la misura della pressione, oltre che un sistema radiotrasmittente ridotto all'essenziale per trasmettere a terra i dati rilevati dagli strumenti a tempi fissi. Se si desidera, si può registrare la posizione del pallone durante il volo o attraverso un normale teodolite o più recentemente mediante un sistema *RADAR*. Prima del lancio, si rilevano tutte le variabili misurate dai sensori a bordo per averne i valori al suolo. Successivamente, il sistema di radiotrasmissione invia a terra i valori di tutte le variabili ai vari istanti t_i . Per associare il valore della temperatura e dell'umidità (anche della velocità e direzione del vento se si rileva anche la posizione spaziale della sonda) è necessario conoscere la altezza raggiunta dalla sonda stessa che si ottiene (come già visto) dalla conoscenza della pressione e della temperatura virtuale a due istanti successivi. Questa è attualmente la tecnica standard per la determinazione del profilo di temperatura e di umidità dell'aria e spesso con essa si determina pure il profilo in quota della velocità e direzione del vento. Il problema insito in questa tecnica è il costo, dato che le sonde, anche se costruite in maniera estremamente economica, non sono recuperabili e ciò determina costi di gestione comunque elevati.

2.7.4.3 Pallone frenato

Il *pallone frenato*, è un piccolo aerostato ancorato al suolo che può essere sollevato gradualmente e a volontà e che trasporta sensori meteorologici quasi convenzionali per la misura della temperatura e dell'umidità dell'aria, della pressione e della velocità e direzione del vento. La trasmissione dei dati acquisiti dai differenti sensori meteorologici si realizza con cavi che raggiungono il suolo, ancorati al cavo principale che tiene il pallone in posizione e che consente al pallone di alzarsi ed abbassarsi a volontà. Chiaramente le quote che un tale sistema può ragionevolmente raggiungere sono relativamente basse ($400\div 800 \text{ m}$), tuttavia il fatto che possa esplorare con relativa libertà gli strati bassi del *PBL*, dotato di una strumentazione sicuramente più completa di quella che è possibile mettere su una radiosonda, ne ha fatto uno strumento molto usato ed prezioso nelle campagne micrometeorologiche. Questo sistema, però presenta alcuni seri problemi. Il primo problema 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.

2.7.5 Sistemi Remote sensing

2.7.5.1 SODAR

Il *SODAR* è un sensore acustico in grado di misurare la velocità e la direzione del vento, la varianza della componente verticale del vento e l'eco di ritorno del suono, proporzionale alla turbolenza riscontrata nella colonna d'aria sovrastante (di alcune centinaia di metri). Nella sua forma più semplice, il SODAR è costituito da tre o più antenne radiali, orientate lungo direzioni accuratamente scelte (Fig. 2.63).



Fig. 2.63: SODAR tradizionale (Metek – GmbH)

Non è possibile in questa sede presentare in maniera esauriente la teoria su cui si basa il funzionamento del *SODAR*; al Lettore interessato si consiglia Mastrantonio (1996), Neff e Coulter (1985) ed i riferimenti ivi citati. L'unica cosa che si può aggiungere è che dal SODAR è possibile ottenere il profilo verticale delle velocità del vento e della direzione, il profilo verticale di σ_w ed il profilo verticale dell'eco di ritorno da cui si può stimare il grado di turbolenza della porzione di *PBL* analizzata, normalmente dell'ordine di poche centinaia di metri.

2.7.5.2 RASS

Il sistema radioacustico RASS è dedicato alla determinazione dei profili verticali di temperatura virtuale. Dettagli su tale sistema possono essere trovati in Kaimal e Finnigan (1994) e Bonino e Trivero (1982). La misura del profilo termico verticale è basata *sull'interazione di onde acustiche ed elettromagnetiche nell'atmosfera*. 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 con cui questo segnale 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.

2.7.5.3 WIND PROFILER

I profilatori radar della velocità del vento si basano (Kaimal e Finnigan, 1994) 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. A sua volta, questo permette una efficace eliminazione di buona parte del rumore originario ed a ciò il profilatore deve la sua esistenza nel mondo reale. I profilatori si dividono in due categorie a seconda delle frequenze radio impiegate. Il primo tipo, che permette misure a quote molto elevate, ha un passo tra le quote tanto grande da risultare di poca utilità nello studio del *PBL*. Il secondo tipo, che opera a frequenze dell'ordine dei 915 Mhz, pari a quelli usate in vari RASS, permette una risoluzione molto più fine del primo e, soprattutto, è caratterizzato da una intensità di diffusione retrograda che cade praticamente a 0 sopra il *PBL*. La quota z_i può quindi essere stimata come quella che compete alla più alta misura di velocità del vento (significativamente) maggiore di zero. Maggiori dettagli si possono trovare in Chadwick e Gossard (1985) e Kropfli (1985).

2.8 ELABORAZIONE DI BASE DEI DATI

Nella stazione meteorologica individuata resta aperto ancora un problema: come realizzare un Software che consenta

- l'interrogazione periodica, l'acquisizione e la conversione analogico/digitale dei segnali prodotti dai vari sensori analogici presenti,
- l'acquisizione dei segnali digitali, provenienti dai sensori digitali,
- la verifica di validità delle singole misure elementari acquisite,
- l'elaborazione dei vari dati elementari per ottenere i principali indicatori statistici di interesse (principalmente valori medi, varianze, covarianze),
- la verifica della realistica degli indicatori statici così ottenuti,
- la stima dei principali parametri che definiscono la turbolenza del *PBL*,
- la presentazione all'utente delle informazioni meteorologiche ottenute,
- l'archiviazione locale dei dati acquisiti e delle elaborazioni realizzate,
- la trasmissione delle elaborazioni realizzate.

Si consideri per semplicità una stazione meteorologica al suolo, in cui *non* siano presenti sistemi *remote sensing*. Una tale stazione, di regola, dovrebbe essere equipaggiata sia con sensori di tipo tradizionale (a risposta lenta) che con sensori a risposta veloce, in particolare l'anemometro ultrasonico. Compito di una stazione meteorologica è l'acquisizione periodica e programmata dei *segnali* provenienti dai sensori meteorologici della stazione, la loro elaborazione per ottenere i rispettivi valori medi e gli altri parametri di interesse e la loro trasmissione ad un centro di controllo. Ci sono due problemi insiti in questa definizione funzionale.

Il *primo problema* sta nel fatto che ciò che interessa è conoscere i valori medi delle principali variabili meteorologiche e la loro variabilità nel tempo, descritta attraverso appropriati parametri. E' quindi fondamentale che il *SW* di stazione operi tenendo conto del fatto che dovrà *osservare* i segnali meteorologici in una finestra temporale di ampiezza T prefissata (*periodo di mediazione*, tipicamente 1 ora). Durante questo periodo di tempo dovrà raccogliere i dati

elementari dai vari sensori presenti e, al termine del periodo, dovrà elaborarli, verificarne la validità, archivarli localmente e consentirne la trasmissione. Il *SW* deve quindi operare un'elaborazione statistica dei dati elementari, ma perché tale elaborazione abbia un senso statistico, è necessario che il numero di campioni elaborati sia sufficientemente elevato.

Da qui sorge il *secondo* problema. Il numero dei campioni di segnale considerati dipende dalla frequenza f_c a cui vengono interrogati i sensori (*frequenza di campionamento*). A sua volta tale frequenza di campionamento dipende dalla velocità di risposta dei vari sensori. Normalmente i sensori presenti in una stazione meteorologica sono sia di tipo veloce che di tipo lento e ciò richiede, in generale, due frequenze di campionamento differenti. Alla luce di quanto detto, il *SW* di stazione opererà nel modo indicato nello schema a blocchi di Fig.2.64. Per i dettagli relativi agli argomenti cui si riferisce la Fig. 2.64 si rimanda a Sozzi e al. (2002). Qui ci si limiterà a trattare solo il problema dell'elaborazione primaria dei dati meteorologici.

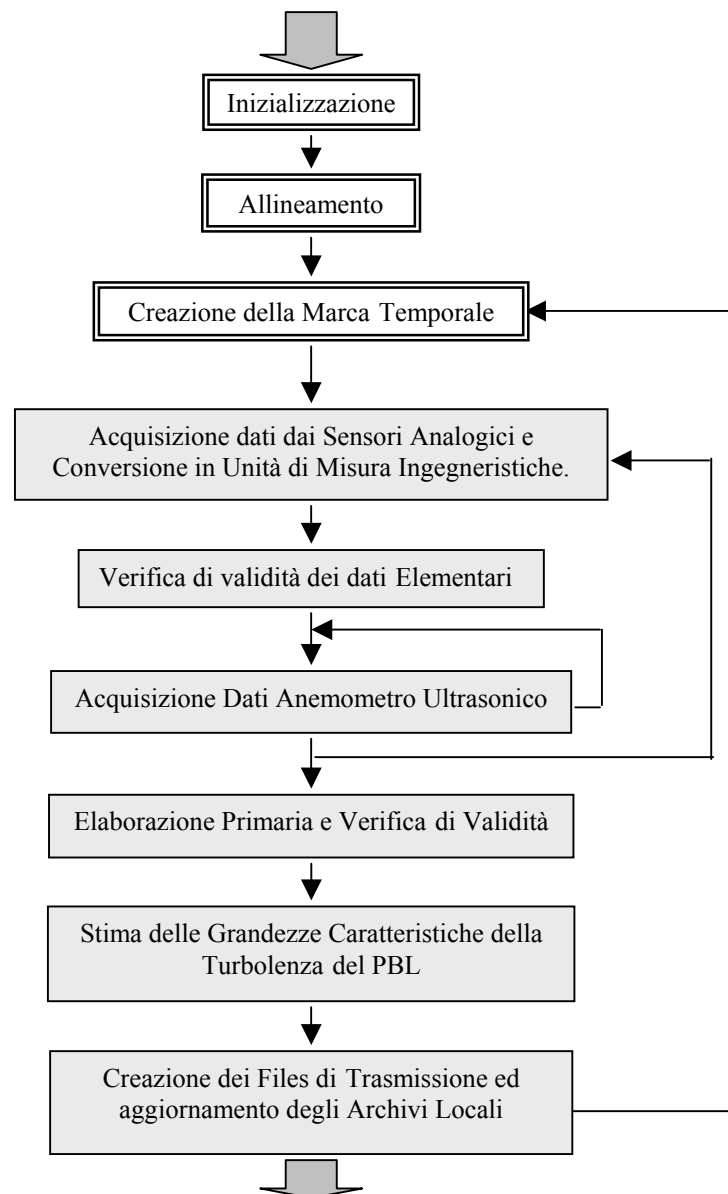


Fig. 2.64: struttura funzionale del *SW* di una Stazione Meteorologica.

I dati elementari validi raccolti nell'intervallo di mediazione dovranno subire un'elaborazione primaria per determinare il valore dei principali indicatori statistici di interesse, che sono i valori medi e le varianze. Quando i dati provengono da sensori dedicati alla determinazione diretta della turbolenza (come per esempio l'anemometro sonico), le elaborazioni saranno più complesse e richiederanno anche la stima delle covarianze, tuttavia di ciò si tratterà estesamente successivamente a proposito della tecnica *Eddy-Covariance*.

La *condizione necessaria* per poter effettuare l'elaborazione primaria è che il numero di dati validi disponibili nel periodo di mediazione considerato sia *sufficiente dal punto di vista statistico*. US-EPA (1987) consiglia di effettuare l'elaborazione primaria dei dati solo se le misure elementari disponibili nel periodo di mediazione sia non inferiore al 75% del numero di dati teorici del periodo.

Per le grandezze scalari come per esempio la temperatura, l'umidità, la radiazione globale, la radiazione netta e la pressione, gli indicatori statici di interesse sono il valor medio e, se le caratteristiche dinamiche del sensore lo consentono, la varianza (o la deviazione standard) e la covarianza tra variabili scalari.

La stima del valore medio (cioè il valore atteso della media) di una generica variabile scalare T si realizza impiegando il normale concetto di media aritmetica, cioè detto N il numero di dati validi nel periodo e T_j il generico dato istantaneo, il valor medio della variabile è dato da:

$$\bar{T} = 1/N \sum_{j=1}^N T_j \quad [2.128a]$$

La stima della varianza della variabile T (cioè il valore atteso della varianza) è data dalla relazione:

$$\sigma_T^2 = 1/(N-1) \sum_{j=1}^N [T_j - \bar{T}]^2 \quad [2.128b]$$

Nota la varianza di T , la relativa deviazione standard è la radice quadrata della varianza.

Se si considerano due variabili meteorologiche scalari x e y , la stima della loro covarianza (cioè il valore atteso della covarianza) è dato dalla relazione seguente:

$$\overline{x'y'} = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N [(x_j - \bar{x}) \cdot (y_j - \bar{y})] \quad [2.128c]$$

Si considerino, ora, solo i dati ottenuti o dalla coppia anemometro a coppe-vane o da un anemometro triassiale meccanico (come l'anemometro Gill UVW). Nel primo caso i dati elementari disponibili sono costituiti dalle coppie (u_j, θ_j) dove u_j è il modulo della proiezione orizzontale del vettore vento e θ_j è la direzione di provenienza rispetto al Nord. Si definisce velocità scalare media del vento la variabile seguente:

$$V_{scal} = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N u_j \quad [2.129a]$$

e la relativa deviazione standard è pari a:

$$\sigma_{vel} = \sqrt{\frac{1}{N} \cdot \sum_{j=1}^N (u_j - V_{scal})^2} \quad [2.129b]$$

dove si è sostituito il termine $1/(N-1)$ col termine $1/N$, dato che normalmente il numero di campioni N nell'intervallo di mediazione è elevato.

Considerando il vento come una variabile vettoriale (bidimensionale, in questo caso), è anche possibile una diversa definizione di vento medio. In particolare, in corrispondenza ad ogni coppia (u_j, θ_j) sono definibili le due componenti orizzontali del vettore vento, la componente v_{xj} , diretta lungo l'asse x (con orientamento $W-E$, positivo verso E) e la componente v_{yj} , diretta lungo l'asse y (con orientamento $S-N$, positivo verso Nord), nel modo seguente:

$$v_{xj} = -u_j \sin(\theta_j) \quad v_{yj} = -u_j \cos(\theta_j) \quad [2.129c]$$

da cui la velocità vettoriale del vento è definita nel modo seguente:

$$V_{vet} = \sqrt{\left\{ \left(\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N v_{xj} \right)^2 + \left(\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N v_{yj} \right)^2 \right\}} \quad [2.129d]$$

Per la direzione media del vento sono state proposte varie definizioni (US_EPA 2000). Una delle più interessanti e più usate è la seguente (direzione media prevalente del vento):

$$\overline{\theta_p} = \tan^{-1}(U_x/U_y) + \phi \quad [2.129e]$$

dove:

$$\phi = \begin{cases} +180^\circ & \text{se } \tan^{-1}(U_x/U_y) < 180^\circ \\ -180^\circ & \text{se } \tan^{-1}(U_x/U_y) \geq 180^\circ \end{cases} \quad [2.129f]$$

e

$$U_x = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \left(\frac{v_{xj}}{\sqrt{(v_{xj})^2 + (v_{yj})^2}} \right) \quad U_y = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \left(\frac{v_{yj}}{\sqrt{(v_{xj})^2 + (v_{yj})^2}} \right) \quad [2.129g]$$

Un'altra definizione usata, detta direzione media vettoriale del vento, è la seguente:

$$\overline{\theta_v} = \tan^{-1} \left(\left\{ \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N v_{xj} \right\} / \left\{ \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N v_{yj} \right\} \right) + \Phi \quad [2.129h]$$

dove Φ è sempre calcolabile mediante la (2.129f).

Se il sensore che misura la direzione del vento ha una dinamica accettabile, è anche possibile una stima della deviazione standard della direzione del vento. Non è immediato definire un metodo univoco per la determinazione della deviazione standard (o della varianza) della direzione di provenienza del vento, dato che la direzione del vento è una *variabile circolare*. Per una introduzione all'analisi statistica dei dati circolari si rimanda a Fisher (1993), mentre in Weber (1991e 1997), in Ibarra (1995) e Fisher (1987) vengono trattati i problemi specifici della direzione del vento. Il risultato di tutto questo lavoro è stata l'individuazione di parecchi metodi per il calcolo della deviazione standard della direzione del vento (Weber, 1992; Mori, 1986).

Dal confronto eseguito sui differenti metodi (Turner,1986) la definizione più convincente è la *deviazione standard della direzione del vento secondo Yamartino* (Yamartino,1984):

$$\sigma_{\theta_1} = \text{sen}^{-1}(\varepsilon) \cdot [1 + 0.1547\varepsilon^3] \quad [2.129i]$$

e:

$$\varepsilon = \sqrt{1 - \left\{ \left(\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \frac{v_{xj}}{\sqrt{(v_{xj})^2 + (v_{yj})^2}} \right)^2 + \left(\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \frac{v_{yj}}{\sqrt{(v_{xj})^2 + (v_{yj})^2}} \right)^2 \right\}} \quad [2.129j]$$

Nel caso in cui si utilizzi un anemometro triassiale, i dati disponibili saranno le terne (v_{xj}, v_{yj}, v_{zj}) . Pertanto, la velocità media scalare del vento sarà data dalla relazione seguente:

$$V_{scal} = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \sqrt{(v_{xj})^2 + (v_{yj})^2} \quad [2.129k]$$

e la relativa deviazione standard sarà data da:

$$\sigma_{vel} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \left\{ \sqrt{(v_{xj})^2 + (v_{yj})^2} - V_{scal} \right\}^2} \quad [2.129l]$$

Dato che un anemometro triassiale consente la misura della componente del vento v_{zj} , il valore medio di tale componente sarà determinato dalla (2.128a) e la relativa deviazione standard dalla (2.128b). Le covarianze fra le componenti orizzontali del vento e la componente verticale potranno essere valutate mediante la (2.128c).

2.9 STIMA DELLA TURBOLENZA ATMOSFERICA

Qui di seguito vengono presentati i metodi più utilizzati per stimare i parametri caratteristici della turbolenza del *PBL*. Per prima cosa si concentrerà l'attenzione sulla determinazione della lunghezza di rugosità e della *zero-plane displacement height* (d) e si presenteranno i metodi più frequentemente impiegati per la loro quantificazione a partire da diversi tipi di misura. Si considereranno, poi, i parametri che caratterizzano la turbolenza del *SL*, come la velocità di frizione u_* , la temperatura di scala T_* , il flusso turbolento di calore sensibile H_0 e la lunghezza di Monin-Obukhov L (o meglio il parametro di stabilità z/L). Da ultimo si introdurrà il problema pratico della determinazione dell'estensione verticale del *PBL* convettivo e stabile a partire dalle misure che attualmente possono essere realizzate in quota. Quest'ultimo argomento è il più delicato e complesso e presenteremo in questa sede solo quei metodi che possono essere applicati disponendo di misure meteorologiche realizzabili di routine.

2.9.1 Stima dei parametri di rugosità superficiale

Nelle Relazioni di Similarità del profilo verticale di velocità media del vento u , di temperatura potenziale θ e di umidità q sono presenti i *parametri di rugosità* z_{0m} , z_{0h} e z_{0q} e la *zero-plane displacement height* d che, globalmente, possono essere indicati col termine *parametri della rugosità superficiale*. L'obiettivo che ci si pone è la loro determinazione sperimentale.

Innanzitutto, vengono presentati i metodi che consentono a determinazione di z_{0m} e solo successivamente viene considerato d , rilevante solo in presenza di vegetazione ad alto sviluppo verticale ed all'interno della città. Per ulteriori dettagli sull'argomento e per quanto riguarda z_{0h} e z_{0q} si rimanda a (Sozzi e al., 2002).

2.9.1.1 Stima della lunghezza di rugosità

Per la stima di z_{0m} sono stati proposti diversi metodi operativi a seconda delle misure disponibili. Come primo caso, si ipotizzi di disporre ad una quota z (entro il SL) della sola misura della velocità media del vento u e della relativa deviazione standard σ_u (ottenuta da un anemometro con caratteristiche dinamiche adeguate). Se, si considerano solo situazione *circa adiabatiche* (in pratica situazioni con velocità del vento superiore a $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), vale la Relazione di Similarità:

$$\sigma_u / u_* = 2.5 \quad [2.130a]$$

Ottenendo u_* dalla relazione precedente, inserendola nella relazione di Similarità del profilo verticale del vento, trascurando d e ricordando che Ψ_m è nullo all'adiabaticità, si ha:

$$z_{0m} = z / \exp[u / \sigma_u] \quad [2.130b]$$

La misura di z_{0m} è rappresentativa di quanto hanno incontrato sopravvento le masse d'aria in avvicinamento al punto di misura, pertanto è possibile e normale che tale parametro *vari con la direzione di provenienza del vento*. Questa considerazione rende quindi necessario realizzare una stima di rugosità con la (2.130bc) per ogni direzione di provenienza del vento. Sperimentalmente si nota che, se si considerassero N misure, relative alla medesima direzione di provenienza del vento, dalla (2.130b) si otterrebbero in generale N valori differenti di z_{0m} a causa degli inevitabili errori di misura. Sarà quindi indispensabile caratterizzare ogni singola direzione di provenienza del vento con un valore caratteristico di z_{0m} , che potrà essere o il *valor medio* delle stime realizzate o, meglio, *la loro mediana*. Ovviamente, non si potranno considerare veramente tutte le possibili direzioni di provenienza del vento, quindi sarà necessario suddividere l'intero orizzonte attorno al punto di misura in *settori*. Tale scelta può essere la più varia possibile e dovrà essere adeguata alle caratteristiche morfologiche del territorio. Nel caso di un territorio piano e regolare, una scelta opportuna potrà essere per esempio quella di suddividere l'intero orizzonte in un numero (generalmente 8 o 16) di settori angolari regolari centrati sulle direzioni cardinali.

Se invece di un anemometro tradizionale, fosse disponibile alla quota z un anemometro ultrasonico in grado (con la tecnica *Eddy-Covariance*, di cui si tratterà nel seguito) di stimare non solo u , ma anche u_* , H_0 e z/L , allora (Sozzi e al., 1998) si può usare direttamente la relazione di Similarità per il profilo verticale del vento nel SL senza preoccuparsi delle condizioni di stabilità. In questo caso, infatti, si ha che:

$$z_{0m} = z / \{ku / u_* + \Psi_m(z/L)\} \quad [2.131]$$

In pratica, si opererà come indicato in precedenza, con la differenza che invece di considerare solamente le situazioni adiabatiche, si potranno considerare, almeno in teoria, tutte le situazioni misurate. In pratica è conveniente considerare solo situazioni con velocità del vento superiore a $2\div 3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, in modo da evitare di considerare casi con $|z/L|$ troppo elevato (o troppo convettivi o troppo stabili) per i quali la correzione $\Psi_m(z/L)$ risulta eccessivamente alta.

Quando è nota la misura della velocità del vento ad N quote di misura z_i e non si ha una stima di z/L (cioè quando si usano solo anemometri tradizionali), si può comunque determinare z_{0m} . Infatti, in condizioni prossime all'adiabaticità (in pratica, situazioni con velocità del vento a 10 metri superiore a $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) si ha che per una generica quota z_j vale la relazione:

$$u_j = u_* / k \cdot \ln(z_j) - u_* / k \cdot \ln(z_{0m}) \quad [2.132a]$$

che è una *relazione lineare* tra u_j e $\ln(z_j)$ del tipo $u_j = a_0 + a_1 \ln(z_j)$. Se si considerano le N coppie $(u_j, \ln(z_j))$ per tutte le quote di misura, l'applicazione del *Metodo dei Minimi Quadrati* consente di determinare i coefficienti a_0 ed a_1 della retta di regressione, legati a u_* e z_{0m} dalle relazioni:

$$a_0 = -u_* / k \cdot \ln(z_{0m}) \quad a_1 = u_* / k \quad [2.132b]$$

da cui si ottiene:

$$z_{0m} = \exp[-a_0 / a_1] \quad [2.132c]$$

2.9.1.2 Determinazione del zero-plane displacement height

Il parametro d (*zero-plane-displacement height*) è di determinazione molto più difficoltosa. Il modo più comodo ed approssimato quando si abbia a che fare con una vegetazione di altezza uniforme h_v , è di porre, $d=2/3 \cdot h_v$. Determinazioni più precise, fondate su misure realizzate prevalentemente all'interno della *canopy* vegetale, sono state proposte da Lo (1989 e 1995) e da Zoumakis (1992 e 1993) a cui si rimanda per i dettagli.

Un metodo basato sulle misure di velocità del vento è stato proposto da Stull (1988) secondo cui, disponendo dalla misura della velocità del vento a 3 quote differenti, il valore di d si ottiene risolvendo la seguente equazione in forma implicita:

$$\frac{u_2 - u_1}{u_3 - u_1} \ln\left(\frac{z_3 - d}{z_1 - d}\right) = \ln\left(\frac{z_2 - d}{z_1 - d}\right) \quad [2.133]$$

All'apparenza questo metodo sembra di semplice applicazione, tuttavia, perché possa realmente produrre una stima di d , è necessario che la misura delle velocità venga fatta con una precisione veramente molto elevata, soprattutto se le quote di misura sono relativamente vicine.

2.9.2 Stima della turbolenza atmosferica

2.9.2.1 Metodo Eddy-Covariance

Il Metodo delle Correlazioni Turbolente (*Eddy-Covariance Method ECM*) è l'unico metodo nel dominio del tempo che consenta la determinazione diretta dei principali parametri che descrivono la turbolenza del *PBL*. Una stazione meteorologica che consente l'impiego del metodo *ECM* deve possedere un sensore a risposta rapida che misuri le tre componenti del vento e la temperatura (potenziale) dell'aria θ o meglio la sua temperatura potenziale virtuale θ_v . Normalmente, in una stazione *ECM* il sensore principale è l'anemometro ultrasonico triassiale. Inoltre, una stazione *ECM* deve essere dotata di un sistema di interrogazione e di acquisizione delle misure elementari (*polling*) capace di acquisire con un *periodo di campionamento* Δt

molto ridotto ($0.1 \div 0.05$ s) e quindi con una *frequenza di campionamento* f_m elevata ($10 \div 20$ Hz). Il metodo ECM all'apparenza è molto semplice e si può presentare fondamentalmente nel modo seguente. Si supponga di considerare un sito piano e regolare in cui le linee di corrente del flusso d'aria siano regolari (cioè parallele alla superficie e rettilinee) e di misurare in *un periodo di mediazione* T le tre componenti del vettore vento (u, v, w) e la temperatura potenziale virtuale θ . Si supponga, inoltre che:

- il periodo T sia *abbastanza lungo* da consentire una stima statisticamente corretta delle varianze e delle covarianze delle grandezze di interesse, però nel contempo *sufficientemente breve* da consentire di ritenere stazionario lo stato complessivo del PBL;
- in T il vettore vento e le altre grandezze siano misurate con la massima precisione possibile da sensori ideali di ordine zero (o al massimo del primo ordine);
- si misuri il vento rispetto ad un *sistema di riferimento cartesiano ortogonale* tale che l'asse x sia orientato lungo la direzione media del vento, che l'asse y sia collocato nel piano orizzontale e perpendicolare ad x e che, infine, l'asse z sia verticale al piano formato dagli assi x e y . La componente del vento nella direzione x sia u , nella direzione y sia v e nella direzione z sia w . In questo sistema di riferimento, *per definizione*, si ha che $\bar{v} = 0$ e $\bar{w} = 0$.

Ad ogni istante t , appartenente al periodo di mediazione T , ognuna delle variabile di interesse (u, v, w, θ) può essere considerata la *somma di un valore medio e di una fluttuazione turbolenta*, secondo l'ipotesi di Reynolds. Inoltre, in T saranno disponibili N misure per ciascuna variabile corrispondenti agli istanti temporali $t_0 + \Delta t, t_0 + 2\Delta t, \dots, t_0 + N\Delta t$. Se N è sufficientemente elevato, la *deviazione standard* di una generica variabile α e la *covarianza* tra le generiche variabili α e β potranno essere accuratamente stimate dalle relazioni seguenti:

$$\sigma_\alpha = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{k=1}^N [(\alpha_k - \bar{\alpha})^2]} \quad [2.134a]$$

$$\overline{\alpha' \beta'} = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{k=1}^N [(\alpha_k - \bar{\alpha}) \cdot (\beta_k - \bar{\beta})]} \quad [2.134b]$$

in cui:

$$\bar{\alpha} = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \alpha' \quad \text{e} \quad \bar{\beta} = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \beta' \quad [2.134c]$$

Se tutte queste ipotesi sono rispettate, dalle relazioni precedenti è semplice la stima della *Matrice di Varianza-Covarianza* del vento che, nella situazione considerata con linee di flusso regolari e parallele al suolo e con l'asse x parallelo alla direzione media del vento, diventerà:

$$\mathbf{M} = \begin{bmatrix} \sigma_u^2 & 0 & \overline{u'w'} \\ 0 & \sigma_v^2 & 0 \\ \overline{u'w'} & 0 & \sigma_w^2 \end{bmatrix} \quad [2.134d]$$

In modo analogo si può calcolare il vettore della covarianza tra il vento e θ :

$$\mathbf{V1} = \begin{bmatrix} \overline{u'\theta'} \\ \overline{v'\theta'} \\ \overline{w'\theta'} \end{bmatrix} \quad [2.134e]$$

I parametri caratteristici della turbolenza del *PBL* (o meglio del *SL*) sono in relazione con alcuni elementi di \mathbf{M} e di $\mathbf{V1}$. In particolare, *in questa situazione ideale*, si ha che:

- la *velocità di frizione* u_* , definita come:

$$u_* = \sqrt{-\overline{u'w'}} \quad [2.135a]$$

- il *flusso turbolento di calore sensibile* H_0 , definito come:

$$H_0 = \rho C_p \overline{w'\theta'} \quad [2.135b]$$

dove ρ è la densità dell'aria e C_p è il calore specifico a pressione costante dell'aria

L'interesse principale del metodo *ECM* è la determinazione dei parametri che definiscono la turbolenza del *SL* e quindi è chiaro che le misure devono essere realizzate in questa parte del *PBL*. Dato che normalmente la sua estensione verticale tipica può essere stimata in circa il 10% dell'estensione verticale dell'intero *PBL*, è evidente che una quota di 2÷20 metri sarà una quota di misura appropriata. Tuttavia tutto ciò è valido solo quando il territorio è piano e omogeneo dal punto di vista della rugosità superficiale. E' normale, però, incontrare situazioni in cui si alternano porzioni di territorio con rugosità superficiali molto differenti. In questo caso si è visto sperimentalmente che sottovento alla linea di discontinuità che separa zone a rugosità differente si genera un Strato Limite Interno (*Internal Boundary Layer IBL*) che separa la parte di aria sottostante, adattata più o meno alla nuova situazione territoriale, dalla parte di aria superiore che ancora ricorda le caratteristiche del territorio incontrato sopravvento. Di questo fenomeno già si è trattato e per i dettagli si rimanda al punto 2.6.2. In pratica la quota di misura dovrà essere congruente col *fetch* caratteristico del luogo determinabile con le (2.117). *In termini pratici*, il punto di misura dovrà stare ad una quota z tale che $z \leq 0.1 \cdot \delta(x_f)$. *Se non si conosce la rugosità superficiale, è possibile anche utilizzare il criterio seguente, molto più approssimato: z non può essere maggiore di $x_f/100$.*

Un'ipotesi che normalmente non si verifica nella realtà è che le linee di flusso del fluido siano regolari e che l'asse x rispetto a cui sono riferite le misure del vento sia diretto lungo la direzione media del flusso d'aria. In primo luogo è evidente che l'anemometro non può continuamente muovere il proprio sistema di riferimento seguendo il costante variare della direzione media del vento e pertanto è inevitabile che le sue misure vengano realizzate rispetto ad un sistema di riferimento cartesiano fisso nello spazio e nel tempo (il *sistema di riferimento strumentale*), normalmente coincidente col sistema di riferimento meteorologico in cui x è diretto nella direzione E-W (positivo verso E), y è diretto nella direzione S-N (positivo verso N) e z nella direzione Basso-Alto (positiva verso l'alto). Il problema principale è che spesso le linee di flusso non sono né semplici né regolari, soprattutto in presenza di orografia, anche poco marcata. Quando capita ciò (e questa situazione è molto più comune di quanto si possa pensare) è necessario cercare un sistema di riferimento più appropriato. Una presentazione abbastanza dettagliata di questo tema si può trovare in Kaimal e Finnigan (1994). E' intuitivo che un sistema di riferimento appropriato per analizzare le misure del vento potrebbe essere un sistema di riferimento cartesiano locale (x,y,z) con l'asse x parallelo alla linea di flusso che passa per il

punto di misura (linea di flusso che però cambia col tempo). In questo modo, se u è la componente istantanea rispetto a x , v è la componente rispetto a y e w è la componente rispetto a z , \bar{u} sarà esattamente uguale alla velocità media del vento nel punto di misura e $\bar{v} = \bar{w} = 0$, quindi, le componenti cartesiane in questo nuovo sistema del vettore istantaneo vento nel punto di misura saranno $(\bar{u} + u', v', w')$. Dal punto di vista pratico sarà necessario realizzare alcune rotazioni del sistema di riferimento ed in particolare:

- si realizza una prima rotazione degli assi x e y attorno a z , producendo un nuovo sistema x_1, y_1, z_1 per cui $\bar{v}_1 = 0$. L'angolo di rotazione sarà:

$$\theta = \tan^{-1}(\bar{v}/\bar{u}) \quad [2.136a]$$

- si effettua una nuova rotazione di x_1 e z_1 attorno a y_1 , producendo un nuovo sistema di riferimento x_2, y_2, z_2 . L'obiettivo è quello di rendere nullo $\bar{w}_2 = 0$ e questo si realizza con un angolo di rotazione pari a:

$$\varphi = \tan^{-1}(\bar{w}_1/\bar{u}_1) \quad [2.136b]$$

A questo punto x_2 risulta parallelo alla direzione del vento medio, però y_2 e z_2 presentano ancora una direzione che dipende dal sistema di riferimento strumentale. In pratica si risolve questa indeterminazione operando una nuova rotazione (Kaimal e Finnigan, 1994). Per maggiori dettagli sull'argomento si rimanda a Sozzi e Favaron, 1996; Aubinet e al., 1998 dove è possibile anche trovare tutte le formule utili per realizzare le rotazioni indicate e per determinare i vari termini della matrice di varianza-covarianza.

Il metodo *ECM* si fonda completamente sulla possibilità di determinare il valor medio di una variabile meteorologica. A tal proposito è importante ricordare che l'ipotesi base su cui si fonda il metodo *ECM* è che una variabile ϕ possa essere considerata come la sovrapposizione di:

- un valor medio $\bar{\phi}$ che, almeno in teoria, non dovrebbe variare nel tempo,
- una fluttuazione turbolenta ϕ' variabile ad ogni istante. L'ipotesi principale che si fa attorno alle fluttuazioni ϕ' è che siano delle *realizzazioni* di un *processo stocastico stazionario a media nulla*. Ciò implica che ad ogni istante t la fluttuazione sarà differente, però i parametri principali che ne descrivono la statistica (per esempio i momenti di vario ordine) dovranno mantenersi costanti nel tempo.

Questo non avviene nella realtà e ciò che si può vedere è che col tempo il valor medio delle variabili meteorologiche può variare, anche se lentamente. Un esempio tipico è la temperatura dell'aria che varia durante il giorno a seconda della disponibilità di radiazione solare. Un'altra cosa evidente è che la statistica del processo stocastico varia lentamente nel tempo: durante le 24 ore del giorno normalmente si passa da situazioni convettive, caratterizzate da varianze molto elevate, a situazioni stabili notturne in cui le varianze assumono valori molto inferiori. Ciò che si nota, quindi, è una lenta evoluzione temporale che però può diventare molto più rapida in particolari situazioni meteorologiche (passaggi di fronti, instabilità a mesoscala, ecc.). In pratica, l'applicazione del metodo *ECM* si fonda *sull'ipotesi che l'evoluzione temporale media di una variabile meteorologica sia sempre molto lenta e che sia sempre possibile definire un tempo T in cui il fenomeno si possa definire praticamente stazionario.*

Apparentemente, in un periodo T piccolo, il fenomeno considerato dovrebbe essere meno irregolare e quindi più stazionario, tuttavia se T è esageratamente piccolo la stima della varianza di una generica variabile potrebbe essere molto differente da quella vera. Se si riprendono in considerazione le osservazioni fatte al punto 2.1.3.6, la scelta naturale per il periodo di mediazione risulta essere definita dallo *spectral-gap* individuabile nello spettro della velocità del vento al suolo. Come già si è dimostrato, da queste considerazioni si può affermare che T dovrà stare nell'intervallo 15÷60 minuti. Ciò porta, però, come conseguenza una variazione più o meno accentuata del valor medio delle variabili meteorologiche (*trend*). Quindi l'impiego diretto delle (2.13a) e (2.135) può produrre stime della varianza e delle covarianze abbastanza distanti dalla realtà (Panofsky e Dutton, 1984). Per questo è necessario individuare dei metodi per eliminare i *trend* dalle variabili. Oltre al metodo proposto da McMillen (1988) basato sull'impiego di un *filtro numerico RC passa-basso*, molto spesso è impiegato il metodo della regressione lineare alla base del quale c'è l'ipotesi che *qualunque tipo di evoluzione lenta di un segnale meteorologico nel periodo di mediazione T possa essere approssimata da un andamento lineare*. Pertanto, se si considera una variabile x_i , misurata agli istanti $t_i = i\Delta t$, è facile definire la retta di regressione come:

$$\bar{x}_i = \bar{x} + b \left(t_i - \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N t_j \right) \quad [2.137a]$$

$$b = \left\{ \sum_{k=1}^N x_k t_k - \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N x_k \sum_{k=1}^N t_k \right\} / \left\{ \sum_{k=1}^N t_k t_k - \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N t_k \sum_{k=1}^N t_k \right\} \quad [2.137b]$$

e \bar{x} si calcola con la (2.134a). Quando si usa questo metodo di *detrending*, la fluttuazione di x_i al tempo t_i è $x'_i = x_i - \bar{x}_i$ ed è semplice verificare che il suo valore medio in T è nullo.

Per una trattazione dettagliata del metodo ECM si rimanda a Sozzi e al. (2002). In sintesi, i differenti parametri caratteristici della turbolenza del SL sono caratterizzati come segue.

La velocità di frizione.

Rimandando alla Letteratura scientifica per ulteriori dettagli (Weber, 1999), si ha che:

$$u_* = \left[\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2} \right]^{1/4} \quad [2.137a]$$

Quindi per stimare u_* è necessario conoscere le covarianze tra le componenti orizzontali e la componente verticale del vento.

Il flusso turbolento di calore sensibile.

La sua definizione è la seguente:

$$H_{0v} = \rho C_p \overline{w'\theta'_v} \quad [2.137b]$$

La lunghezza di Monin-Obukhov

La *lunghezza di Monin-Obukhov* L definita come (Stull, 1988 e Garratt, 1992):

$$L = - \frac{\overline{\theta_v}}{kg} \cdot \frac{u_*^3}{\overline{w'\theta'_v}} \quad [2.137c]$$

in cui $\overline{\theta_v}$ è la temperatura potenziale virtuale media nel *SL*, k è la costante di von Karman e g è l'accelerazione di gravità. Equivalente alla (12.19a) è la definizione seguente di L :

$$L = -\frac{\rho C_p \overline{\theta_v}}{kg} \cdot \frac{u_*^3}{H_{0v}} \quad [2.137d]$$

La temperatura di scala.

Associato al flusso verticale di calore c'è anche un *parametro di scala* definito nella forma seguente:

$$T_* = -\frac{\overline{w'\theta'_v}}{u_*} = -\frac{H_{0v}}{\rho C_p u_*} \quad [2.137e]$$

Altri parametri importanti che definiscono il livello della turbolenza nel *SL* sono le varianze delle tre componenti del vento e delle variabili scalari come la temperatura potenziale virtuale e l'umidità. Infine, un parametro fondamentale nella descrizione della turbolenza del *SL* è la *dissipazione di energia cinetica turbolenta* ε . Con il metodo *ECM* non è possibile stimare direttamente questa grandezza e quindi si può avere solo una sua stima indiretta mediante l'impiego delle relative Relazioni della Teoria della Similarità.

2.9.2.2 Metodo del Bilancio Energetico Superficiale

Il punto di partenza di questa classe di metodi, per lo meno per le stime relative alle ore diurne, è rappresentato dal bilancio energetico superficiale $R_N - G = H_0 + H_E$. Dato che l'obiettivo è la determinazione di H_0 , in qualche modo è necessario individuare un metodo per determinare i restanti termini presenti nella equazione di bilancio. L'unico mezzo per ottenere anche la velocità di frizione e gli altri parametri caratteristici della turbolenza del *SL* è costituito dalla conoscenza della velocità del vento ad una quota z , da cui, con l'aiuto della Relazione di Similarità che ne descrive il profilo verticale, si ottiene la velocità di frizione u_* e tutti gli altri parametri della turbolenza del *SL*.

L'ingrediente essenziale per ogni metodo di questa famiglia è la disponibilità della Radiazione Netta R_N . Come si è visto, ai giorni nostri ciò non costituisce più un problema, visto che sono disponibili sensori economici e robusti che ne consentono una misura accurata. Comunque, in mancanza di una misura diretta di R_N è sempre possibile una sua stima realistica con i metodi presentati in precedenza.

Il metodo più utilizzato della famiglia per la stima della turbolenza del *PBL* (Van Ulden e Holtslag, 1985), ed impiegato nei processori meteorologici US_EPA METPRO (preprocessore meteorologico del modello di simulazione della dispersione degli inquinanti CTDMPPLUS), AIRMET (preprocessore di AERMOD), CALMET (preprocessore di CALPUFF) ed in molti altri è quello che viene qui di seguito illustrato. In Holtslag e van Ulden (1983) ed in Galinski e Thomson (1992) sono stati presentati i risultati di alcuni confronti fatti tra le previsioni ottenute da questo metodo e le misure dirette dei parametri caratteristici della turbolenza atmosferica alle medie latitudini, mentre in Tirabassi e al. (1997) sono presentati i risultati di tali tecniche applicate ad una situazione antartica. Da questi riferimenti emerge come tali stime siano decisamente realistiche, soprattutto nelle situazioni convettive ed in presenza di terreno omogeneo e piatto, coperto da vegetazione bassa ed umida (prati del Nord Europa). La buona realistica delle loro previsioni e la povertà dei dati meteorologici impiegati li ha resi adatti

all'impiego in tutte quelle situazioni in cui si abbiano a disposizione solo misure meteorologiche di tipo aeronautico.

Il metodo presenta *due modi operativi*, uno applicabile alle *ore diurne* e l'altro alle *ore notturne*.

Se si considera una generica ora diurna per cui sia noto R_N (che ovviamente sarà positivo), il primo problema che si deve affrontare è la determinazione del flusso di calore G_0 all'interfaccia suolo-aria. Ovviamente, come già visto, esistono metodi per la misura del flusso di calore *entro* il suolo. Va comunque detto che queste misure non sono molto comuni e quindi si presenta spesso la necessità di stimare G_0 in maniera più semplice. A tale proposito si può operare come proposto da Holtslag e van Ulden (1983) e da Stull (1988), ponendo:

$$G = \eta R_N \quad [2.138a]$$

dove per η è stato proposto un valore tra 0.1 e 0.2. A questo punto è nota l'energia ($R_N - G_0$) disponibile all'interfaccia suolo-aria ed il problema ora diventa lo stabilire come il suolo ripartisca tale ammontare di energia nel flusso turbolento sensibile ed in quello latente. A tale proposito, il modello di Holtslag-Van Ulden impiega l'espressione per H_0 proposta dal celebre modello di Priestley-Taylor modificato, data da:

$$H_0 = \frac{(1-\alpha) + \gamma/s}{1 + \gamma/s} \cdot (R_N - G) - \alpha\beta \quad [2.138b]$$

in cui α e β sono due parametri sito-dipendenti. In base alle misure disponibili, β risulta relativamente costante e pari a circa $20 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Per quanto riguarda, invece, il parametro α , esso dipende dal tipo di suolo che si sta considerando, dalla sua umidità, dalla disponibilità di acqua e dalla vegetazione che lo ricopre ed alcuni valori caratteristici sono stati riportati in Tab.2.8 Il flusso di calore sensibile può quindi essere anche stimato disponendo unicamente della misura della temperatura dell'aria e della frazione di cielo coperto, anche se la disponibilità della misura di R_g ed ancor di più di R_N migliorano sensibilmente la precisione della stima.

Una volta noto H_0 in una situazione convettiva, il problema si sposta alla stima della friction velocity u_* , per cui è necessaria la conoscenza della velocità del vento ad una quota z (entro il SL, naturalmente). Da questo valore di velocità e della Relazione di Similarità di Monin-Obukhov relativa al profilo verticale della velocità del vento nel SL si può ottenere una procedura iterativa per la determinazione di u_* . In Hanna e Chang (1992) è presentato il seguente un metodo non iterativo che velocizza la stima di u_* :

$$u_* = \frac{ku}{\ln(z/z_0)} \{1 + d_1 \ln[1 + d_2 d_3]\} \quad [2.128c]$$

dove:

$$d_1 = \begin{cases} 0.128 + 0.005 \cdot \ln(z_0/z) & \text{se } z_0/z \leq 0.01 \\ 0.107 & \text{se } z_0/z > 0.01 \end{cases} \quad [2.138d]$$

$$d_2 = 1.95 + 32.6(z_0/z)^{0.45} \quad [2.138e]$$

$$d_3 = \frac{H_0}{\rho C_p} \frac{kgz}{Tu_{*n}^3} \quad [2.138f]$$

$$u_{*n} = ku / \ln(z/z_0) \quad [2.138g]$$

I diversi riferimenti di letteratura trattano le *situazioni stabili* in maniere differenti. La totalità dei processori meteorologici preferisce, invece, impiegare il metodo proposto da Venkatram (1980), il cui punto di partenza è costituito dalla constatazione che normalmente è ben verificata la relazione seguente per la temperatura di scala T_* (N è la frazione di cielo coperto):

$$T_* = 0.09(1 - 0.5N^2) \quad [2.139a]$$

e quindi è possibile esprimere la lunghezza di Monin-Obukhov L nel modo seguente:

$$L = Au_*^2 \quad [2.139b]$$

dove:

$$A = T/(gkT_*) \quad [2.139c]$$

Se si assume che $\Psi_m = -5z/L$ (come consueto nelle situazioni stabili), u_* lo si ottiene dalla relazione:

$$u_* = C_{DN} u \left\{ \frac{1}{2} + \frac{1}{2} \left[1 - \left(\frac{2U_0}{C_{DN}^{1/2} u} \right)^2 \right]^{1/2} \right\} \quad [2.1393d]$$

in cui:

$$C_{DN} = k/\ln(z/z_0) \quad U_0^2 = 5z/(kA) \quad [2.1393e]$$

2.9.2.3 Metodo del gradiente

Il metodo del gradiente (*GM*) si fonda sul fatto che la *Teoria della Similarità di Monin Obukhov* ha permesso di determinare, tra l'altro, delle relazioni analitiche che mettono in relazione i profili verticali di velocità media del vento e di temperatura potenziale medie con i parametri descrittivi della turbolenza del *SL*. Anche se tali relazioni sono già state riportate in precedenza, le riscriviamo qui di seguito nell'ipotesi, spesso verificata, in cui sia trascurabile la presenza del *displacement height*:

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{k} \left\{ \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \Psi_M\left(\frac{z}{L}\right) + \Psi_M\left(\frac{z_0}{L}\right) \right\} \quad [2.140a]$$

$$\bar{\theta}(z) - \bar{\theta}(z_{0h}) = \frac{T_*}{k} \left\{ \ln\left(\frac{z}{z_{0h}}\right) - \Psi_H\left(\frac{z}{L}\right) + \Psi_H\left(\frac{z_{0h}}{L}\right) \right\} \quad [2.140b]$$

Con esse si può costruire un metodo indiretto per determinare i parametri di turbolenza del *PBL*, basato sul gradiente della velocità del vento e della temperatura potenziale virtuale. Si parta dalla *velocità media del vento* \bar{u}_1 e \bar{u}_2 alle quote z_1 e z_2 e della *temperatura potenziale media* $\bar{\theta}_3$ e $\bar{\theta}_4$ alle quote z_3 e z_4 . Con l'aiuto dalle relazioni di Similarità (2.140) si ha che:

$$\Delta u = \bar{u}_1 - \bar{u}_2 = \frac{u_*}{k} \left\{ \ln\left(\frac{z_1}{z_2}\right) - \Psi_M\left(\frac{z_1}{L}\right) + \Psi_M\left(\frac{z_2}{L}\right) \right\} \quad [2.140c]$$

$$\Delta \theta = \bar{\theta}_3 - \bar{\theta}_4 = \frac{T_*}{k} \left\{ \ln\left(\frac{z_3}{z_4}\right) - \Psi_H\left(\frac{z_3}{L}\right) + \Psi_H\left(\frac{z_4}{L}\right) \right\} \quad [2.140d]$$

Si ha, inoltre, per definizione, che

$$\frac{1}{L} = \frac{kg}{\bar{\theta}} \frac{T_*}{u_*^2} \quad [2.140e]$$

Ponendo $\bar{\theta} \equiv (\bar{\theta}_3 + \bar{\theta}_4)/2$ è facile verificare che il sistema costituito dalle equazioni precedenti è chiuso e, almeno in teoria, risolvibile, consentendo la stima di u_* , T_* , e quindi anche z/L , H_0 .

Frequentemente, si dispone della misura della velocità media del vento ad una sola quota. Anche in questo caso è possibile applicare il metodo *GM*, purché si conosca rugosità z_0 . Infatti, in questo caso, le relazioni precedenti diventano:

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{k} \left\{ \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \Psi_M\left(\frac{z}{L}\right) + \Psi_M\left(\frac{z_0}{L}\right) \right\} \quad [2.140f]$$

$$\Delta\theta = \bar{\theta}_3 - \bar{\theta}_4 = \frac{T_*}{k} \left\{ \ln\left(\frac{z_3}{z_4}\right) - \Psi_H\left(\frac{z_3}{L}\right) + \Psi_H\left(\frac{z_4}{L}\right) \right\} \quad [2.140g]$$

che, con la (2.140e) formano anche questa volta un sistema di equazioni chiuso e risolvibile.

La precisione connessa con la stima dei parametri caratteristici della turbolenza del *SL* dipende completamente dal grado di precisione con cui si è in grado di misurare la velocità del vento e la temperatura alle quote richieste. E' proprio per questa ragione che attualmente il metodo *GM* viene impiegato raramente, visto che non è semplice garantire la misura del gradiente di temperatura con una precisione sufficiente a consentire una determinazione realistica dei parametri che caratterizzano la turbolenza del *SL*.

A priori, disponendo di più quote di misura, si potrebbe ottenere la stima dei parametri della turbolenza del *SL* dal solo profilo di temperatura e velocità del vento. I metodi di stima così individuati prendono il nome di *metodo dei profili*. In particolare Nieuwstadt (1978) ha discusso un metodo di identificazione dei parametri del *SL* a partire dal profilo della velocità media del vento e dal profilo della temperatura potenziale, mentre in Lo (1979) è stato presentato un metodo analogo, basato sulla conoscenza del solo profilo verticale del vento. In Sozzi e al. (2000) è stato sviluppato un nuovo metodo per la stima dei parametri del *SL*, sempre basato sul solo profilo della velocità media del vento, particolarmente specializzato al caso in esame e che può essere implementato anche in un sistema di acquisizione *in tempo reale*. Vista la complessità formale di questi metodi, si rimanda per i dettagli ai riferimenti citati.

2.9.2.4 Metodi Flux-Variance

Anche se l'Eddy-Covariance è il metodo principale impiegato per la stima dei parametri della turbolenza del *SL*, non sono rari i casi in cui lo strumento necessario a questa tecnica, cioè l'anemometro sonico, risulti indisponibile o impossibile da installare. Una situazione tipica è quella in cui non ci sia un'adeguata alimentazione elettrica, cosa che è la regola quando si realizzano campagne sperimentali in siti particolarmente disagiati. Un secondo caso tipico è costituito da campagne sperimentali che richiedono molti punti di misura. Equipaggiare tutti questi punti di misura con strumentazione compatibile con il metodo *ECM* potrebbe richiedere uno sforzo finanziario incompatibile con le risorse disponibili. Tutto ciò spinge quindi ad individuare tecniche alternative che siano basate su sensori relativamente economici, richiedano un'alimentazione elettrica molto contenuta e siano affidabili nella stima dei parametri del *SL*.

Da queste esigenze sono nate le diverse tecniche note col nome di *Flux-Variance*, spesso differenti tra loro, ma tutte accomunate da una unica filosofia: *sfruttare, per la determinazione di H_0 e u_* , le Relazioni di Similarità di alcune variabili meteorologiche, soprattutto ma non esclusivamente quelle relative alle varianze*. Anche se questa famiglia di metodi presenta un interesse applicativo notevole, non è questa la sede per un loro esame. Si rimanda chi fosse interessato a Sozzi e al. (2002) ed alla bibliografia ivi citata.

2.9.4 Determinazione dell'altezza del PBL

Il *PBL* presenta caratteristiche profondamente differenti se si trova in condizioni convettive o in condizioni stabili e quindi è opportuno suddividere la trattazione nei due casi estremi. Vale la pena comunque sottolineare una circostanza importante: la definizione dell'estensione di questo strato dipende molto dai fenomeni che si vogliono considerare. Chi studia la fisica del *PBL*, in fondo non è interessato a definire una generica *estensione verticale del PBL*, ma piuttosto è interessato a definire con la maggior precisione possibile:

- nel caso convettivo, la sommità dello Strato Rimescolato (*ML*) e dello strato di Entrainment (*EL*), che presentano proprietà fisiche differenti;
- nel caso stabile, l'estensione verticale dello strato sede di rilevante turbolenza atmosferica (ovviamente di origine meccanica) e, separatamente, quella dello strato di inversione, che rappresenta e quantifica il raffreddamento radiativo del sistema.

Il *PBL* è anche una sorta di *trappola* per gli inquinanti emessi nel suo interno (prevalentemente al suolo) e quindi è ovvio che chi si occupa della simulazione della dispersione degli inquinanti veda questo sistema fisico come un *dominio spaziale* dotato di una certa individualità e ne definisca la sua estensione verticale come quella quota al di sotto della quale sono intrappolati gli inquinanti. Le due visuali non sempre sono coincidenti. In effetti la stessa terminologia è differente; nel gergo dei modellisti della dispersione degli inquinanti, infatti, questa *altezza efficace del PBL* prende il nome di *altezza di rimescolamento*. E' istruttivo ricordare la bella definizione dell'altezza di rimescolamento data da Beyrich (1997):

l'altezza di rimescolamento è l'altezza di quello strato di atmosfera adiacente al suolo in cui gli inquinanti o ogni altro costituente emesso nel 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.

2.9.4.1 Determinazione dell'estensione verticale del PBL convettivo

Come sottolineato in Seibert e al. (1998) finora non è disponibile uno *strumento che misuri l'altezza del PBL* e quindi l'unica cosa che si può fare è dedurre tale informazione dal comportamento di alcune variabili fisiche misurate in quota.

Stima dai radiosondaggi

Da quanto visto, ad oggi il mezzo più impiegato e meno controverso per la determinazione dell'altezza di rimescolamento è il *radiosondaggio*. Purtroppo durante un radiosondaggio non si misura la turbolenza ma solo il profilo verticale della temperatura, dell'umidità e della velocità e direzione del vento e da questi profili è necessario dedurre l'estensione verticale del *PBL*. Sicuramente la strategia migliore da adottare è quella di costruire dai profili della temperatura e dell'umidità il profilo della temperatura potenziale virtuale. Una volta disponibile tale profilo,

inizia un'analisi normalmente è condotta in maniera quasi-manuale. Il primo passo è la *regolarizzazione dei profili* che inevitabilmente presentano irregolarità dovute a molte cause differenti. Sono state proposte molte regole di regolarizzazione, più o meno complesse. Una possibilità semplice è costituita dal sostituire ad ogni temperatura potenziale 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 (2 o 3 volte) e normalmente consente di eliminare gran parte delle irregolarità. A questo punto dell'analisi è necessario precisare quale punto di vista si adotta. Se il punto di vista adottato è quello del Micrometeorologo, allora probabilmente si cercherà la *sommità del ML* (si veda Kaimal e al., 1982 e Coulter, 1979) e visivamente ciò non è quasi mai difficile a farsi, come ben evidenziato in Fig.2.65, in cui tale quota è indicata come z_T (e non z_i come di consueto). Non sono rari però i casi in cui, nonostante la regolarizzazione, permanga una notevole dose di ambiguità nella determinazione di tale parametro. Può quindi essere conveniente analizzare in parallelo anche il profilo verticale di altre variabili meteorologiche rilevate dal radiosondaggio. In Fig 2.66 sono presentati dei profili idealizzati della temperatura potenziale, del flusso verticale di calore sensibile (non misurabile con un radiosondaggio), dell'umidità dell'aria e della velocità del vento. Dal confronto dei propri profili con quelli idealizzati, dovrebbe essere possibile stimare z_i o da una repentina caduta dell'umidità o da un progressivo aumento dello *shear* del vento.

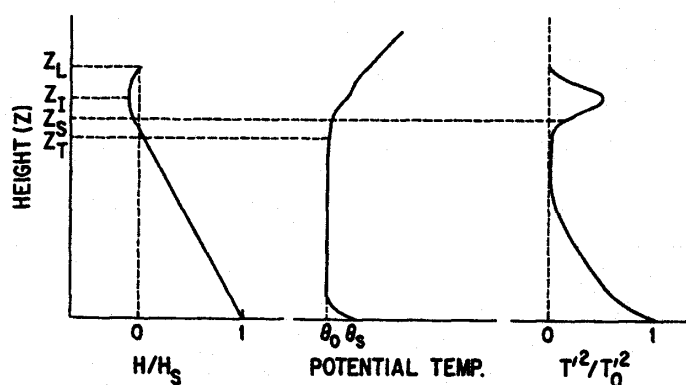


Fig.2.65: *profili schematici del flusso turbolento di calore, della temperatura potenziale e della varianza della temperatura entro un PBL convettivo (Kaimal e al., 1982).*

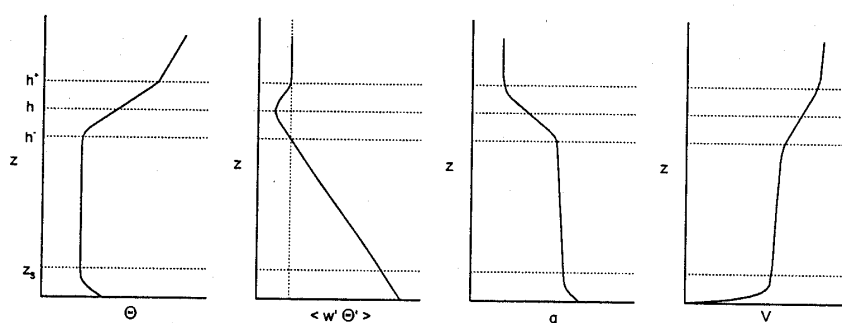


Fig.2.66: *profilo verticale nel PBL convettivo della temperatura potenziale, del flusso di calore sensibile, dell'umidità specifica e della velocità del vento (Seibert e al., 1998).*

In Fig.2.66 sono evidenziate alcune quote caratteristiche. Quelle indicate come z_i ed h^+ non hanno bisogno di commenti particolari, rappresentando la base e la sommità dello strato di *entrainment*, mentre h è la quota cui corrisponde il valore minimo (negativo) di flusso verticale di calore sensibile. Anche se questa quota è probabilmente la più interessante dal punto di vista fisico, non è certo rilevabile con i dati di un radiosondaggio. Un'ultima considerazione deve essere dedicata doverosamente al caso in cui ci sia una copertura nuvolosa. Questi casi sono i

più difficili da trattare ed i più controversi. Per i dettagli conviene riferirsi a Stull (1989), comunque quello che è certo è che l'estensione verticale del *PBL* non potrà essere superiore alla quota della base delle nuvole, che possono essere individuate come la quota in corrispondenza della quale si riscontra il massimo avvicinamento tra la temperatura dell'aria a bulbo secco e quella a bulbo umido, grandezze normalmente sempre misurate durante un radiosondaggio.

Stima dai sistemi remote sensing

L'unico sistema *remote sensing* attualmente impiegato in pratica per la stima dell'altezza di rimescolamento è il *SODAR* che è in grado sia di misurare alcune delle caratteristiche della turbolenza del *PBL* che il profilo verticale del vento. Ciò che interessa maggiormente in questo caso è il profilo dell'eco di ritorno ed il profilo di σ_w . In sostanza, ad una quota prossima a z_i e ad h (normalmente intermedia tra le due) il profilo dell'eco presenta un massimo relativo, mentre il profilo di σ_w un'ininterrotta discesa. In effetti, al contrario di un radiosondaggio, il *SODAR* è sensibile proprio alla turbolenza, cioè proprio alla causa stessa dell'esistenza del *PBL*. Sarebbe un mezzo di indagine molto promettente se non presentasse una controindicazione decisiva: raramente la quota massima raggiunta da un *SODAR* 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 *PBL*.

2.9.4.2 Determinazione dell'estensione verticale del *PBL* stabile

Come si può supporre per quanto già detto, questa situazione è la più difficile da trattare. Si prenda in considerazione la Fig.2.67 in cui sono presentati tre tipici profili di temperatura potenziale (ideali) rappresentanti rispettivamente (a) una situazione con vento debole e forte stabilità, (b) vento moderato e (c) vento forte.

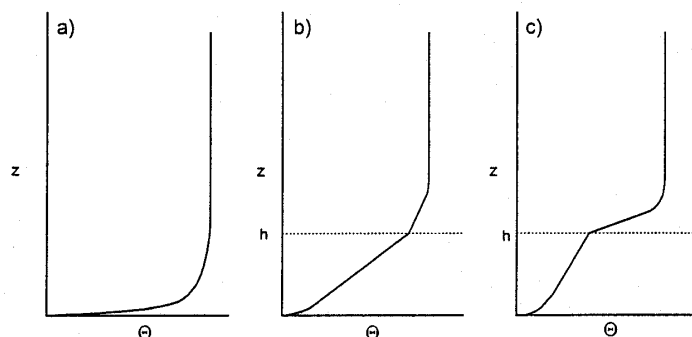


Fig.2.67: profilo verticale della temperatura potenziale in un *PBL* stabile (a-vento debole, b-vento medio, c-vento forte) da (Seibert e al., 1998).

Nel primo caso la situazione sarà altamente intermittente e la turbolenza estremamente bassa, localizzata in poche decine di metri dal suolo e quindi parlare di altezza del *PBL* (h) è veramente difficile. In questa situazione l'unico modo per quantificarla è l'analisi dell'eco del *SODAR*. Infatti il *SODAR* presenterà un profilo dell'eco piuttosto forte fino ad una quota in corrispondenza della quale crollerà bruscamente, come si può vedere in Fig.2.68. Nel caso (b) e (c) ciò che si nota nel profilo della temperatura potenziale è un tratto rettilineo, dopo la grande inversione con base al suolo. L'altezza del *PBL* potrebbe essere localizzata in corrispondenza della fine di questo tratto rettilineo. Anche in questi casi il *SODAR* risulta un aiuto prezioso, visto che l'eco di ritorno diminuirà al di sopra dello strato con base al suolo in cui è confinata la turbolenza. Nel caso (c) il profilo dell'eco potrebbe presentarsi più complesso del previsto, tuttavia la regola grossolana di considerare terminato il *PBL* quando l'eco non cresce più può essere una strategia appropriata.

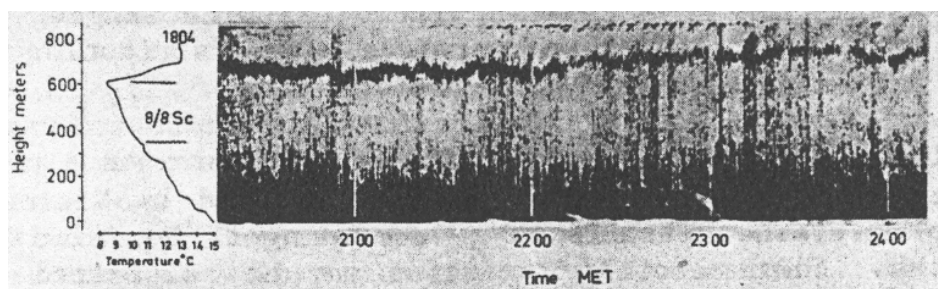


Fig.2.68: eco SODAR durante le ore stabili (Neff e Coulter, 1986).

2.10 MODELLI NUMERICI DI PBL

L'obiettivo che ci si prefigge è quello di utilizzare il modello fluidodinamico del *PBL* e la Teoria della Similarità per costruire modelli operativi di tipo numerico capaci di fornire le informazioni meteorologiche e micrometeorologiche richieste dai vari Modelli di Simulazione della Dispersione degli inquinanti. La trattazione (preliminare e semplificata) avrà uno sviluppo *top-down*, cioè inizierà considerando modelli di complessità maggiore fino a giungere a modelli di *PBL* ridotti all'essenziale dedicati alle esigenze di una stima preliminare della dispersione di inquinanti in aree limitate. Per prima cosa è indispensabile classificare in qualche modo i possibili modelli numerici del *PBL*.

La prima classe di modelli numerici è la classe dei modelli prognostici, molto eterogenea ma con un importante elemento comune: la possibilità di prevedere l'evoluzione spazio-temporale dei principali campi meteorologici. In tale classe di modelli, le misure sperimentali disponibili costituiscono normalmente le condizioni iniziali ed al contorno delle varie equazioni costituenti il modello, oltre che un mezzo per valutarne le previsioni. I modelli di questa classe hanno un'applicabilità del tutto generale.

La seconda classe è la classe dei modelli diagnostici in cui la struttura matematica è costituita da un numero ridotto di relazioni di conservazione (generalmente la sola conservazione della massa), da relazioni di Similarità e a tutto ciò si aggiunge l'impiego diretto delle misure realizzate nella zona oggetto della simulazione modellistica. Ovviamente questi modelli non hanno un'applicabilità generale, visto che ipotizzano un'evoluzione temporale dei fenomeni meteorologici lenta e quindi approssimabile come una sequenza di stati quasi stazionari.

L'ultima classe è quella dei *processori meteorologici monodimensionali per i modelli di simulazione della dispersione degli inquinanti di tipo ingegneristico*. In pratica, più che di veri e propri modelli monodimensionali, essi in realtà sono semplici *processori meteorologici*, cioè programmi che, sulla base di informazioni meteorologiche (generalmente di routine) disponibili in un punto del territorio, frequentemente nelle prossimità del suolo, ricostruiscono i parametri meteorologici e micrometeorologici che ogni modello dispersivo richiede.

2.10.1 modelli prognostici

Col termine *modello prognostico* si intende un modello numerico in grado di ricostruire o prevedere l'evoluzione spaziale e temporale dei campi meteorologici che caratterizzano il *PBL*. La costruzione di un tale passa necessariamente attraverso tre stadi logici:

- la scelta delle equazioni matematiche che costituiscono il modello: questo passo non è scontato e quanto riportato in precedenza dovrebbe averlo dimostrato, infatti, la scelta del dominio di calcolo, cioè dell'ambito spaziale e temporale a cui ci si riferisce, sempre condiziona la decisione di operare o meno opportune semplificazioni alle equazioni fluidodinamiche di base;
- la scelta del tipo di chiusura da adottare: questo stadio logico è condizionato dal precedente e, a sua volta, spesso lo condiziona. Infatti, una volta scelte le equazioni prognostiche per le principali variabili meteorologiche di interesse, la scelta di una loro chiusura spesso richiede che entrino a far parte del modello anche altre equazioni prognostiche;
- la soluzione numerica del modello matematico. Anche se ci sono alcuni esempi di soluzione analitica (si veda per esempio il lavoro di Otte e Wyngaard, 1996) delle equazioni fluidodinamiche che costituiscono un modello prognostico (praticamente tutte riferite a situazioni molto idealizzate e quindi di interesse pratico veramente molto limitato), nella maggioranza dei casi è indispensabile operare una risoluzione numerica delle equazioni.

Trattare questo argomento in maniera rigorosa e completa il problema della scelta delle equazioni e del tipo di chiusura del modello è ben lontano dagli scopi di questo documento e la letteratura disponibile è enorme e *magmatica* e, per certi versi, anche *scoraggiante*. A chi fosse interessato professionalmente all'argomento o costretto dagli eventi ad occuparsene è consigliabile riferirsi inizialmente quanto riportato in Garratt (1992) e Sorbjan (1989) e a Pielke (2002), riferimento in cui almeno potrà orientarsi prima di immergersi nella sconfinata bibliografia di riferimento.

Una prima possibilità è costituita dall'adozione delle equazioni fluidodinamiche relative alle variabili istantanee. Questa scelta, che ha portato ai modelli **Full Simulation**, non ha una reale applicazione pratica negli studi del *PBL*, anche se di fatto costituisce una sorta di *laboratorio fluidodinamico di tipo numerico* con cui ricostruire porzioni limitate di fluido e studiarne nel dettaglio le caratteristiche turbolente.

Una seconda possibilità è costituita da una famiglia di modelli fluidodinamici noti col nome di **LES (Large Eddy Simulation Models)** che *risolvono* (cioè ricostruiscono numericamente nel dettaglio) i vortici di medie e grandi dimensioni presenti entro il *PBL*. Le equazioni che li costituiscono sono derivate dalla mediazione spaziale delle equazioni fluidodinamiche non mediate. Dato che il modello è costituito da equazioni relative a valori medi, è necessariamente richiesta una chiusura che però risulta concettualmente molto più semplice, dato che deve tener conto solo delle strutture turbolente a minor scala (*subgrid parameterization*). Tali modelli sono stati ampiamente impiegati su domini di calcolo di dimensioni molto contenute, anche se, rispetto ai modelli precedenti, tali domini rappresentano veramente il *PBL*. Il loro impiego è limitato esclusivamente alla ricerca di base, visti gli enormi tempi di calcolo richiesti per le simulazioni. Ulteriori informazioni possono essere trovate in Moeng (1984)

La maggior parte dei modelli prognostici utilizzati nelle applicazioni più comuni, avendo la necessità di descrivere la variabilità spaziale e temporale di un *PBL* in situazioni più generali (per esempio caratterizzate da una notevole estensione superficiale e da scarsa omogeneità orizzontale), si basano sulle equazioni fluidodinamiche relative alle variabili medie del *PBL* ed in particolare:

- le equazioni prognostiche relative alle tre componenti medie del vento, che esprimono la conservazione della quantità di moto;

- l'equazione prognostica relativa alla temperatura potenziale, che esprime la conservazione dell'entalpia;
- la relazione prognostica relativa al contenuto di acqua;
- la relazione differenziale che esprime la conservazione della massa;
- la equazione dei gas perfetti.

La scelta della chiusura potrebbe richiedere la presenza nel modello anche di altre equazioni prognostiche. Se si adotta infatti una chiusura locale di tipo K o la chiusura non locale di Stull, non è necessario l'introduzione nel modello di altre equazioni prognostiche. Quello che è necessario, invece, è la determinazione, nel primo caso, di opportune relazioni semiempiriche per esprimere i coefficienti diffusivi e, nel secondo caso, di un modello (di tipo sostanzialmente algebrico) per l'implementazione del meccanismo di dispersione non locale (determinazione del potenziale ed alla fine della *transilient matrix*). Se, invece, le chiusure sono di ordine superiore, è indispensabile individuare altre equazioni prognostiche che, nella maggior parte dei casi, si riducono alla sola equazione relativa all'energia cinetica turbolenta. Chiaramente il tempo di calcolo richiesto dal modello sarà più che proporzionale al numero di equazioni prognostiche da integrare numericamente.

In realtà ci sono altri problemi da risolvere. Il primo è legato al sistema di coordinate adottato. Le equazioni fluidodinamiche sono state scritte in termini di coordinate cartesiane (x,y) , tuttavia, se la regione su cui viene applicato il modello è vasta, è probabile che sia necessario adottare altri tipi di coordinate, come per esempio la latitudine e la longitudine. Per quanto riguarda la coordinata cartesiana verticale z , anche se parrebbe una scelta naturale e ragionevole, spesso il suo uso risulta estremamente difficoltoso in presenza di orografia. Per questo spesso i modellisti adottano sistemi di riferimento non cartesiani che richiedono la riscrittura delle equazioni prognostiche in funzione del nuovo sistema di coordinate e ciò sempre comporta una complicazione formale nella struttura delle equazioni.

Un altro problema da risolvere è la scelta della *dimensionalità* del modello. Anche se la logica vorrebbe che il modello fosse tridimensionale, il tempo di calcolo richiesto dall'integrazione delle equazioni differenziali del modello, più che proporzionale con la dimensionalità del problema, a volte può consigliare scelte diverse. Per esempio, se si sta studiando il *PBL* costiero, è ragionevole ritenere che sia presente in un tale problema un certo grado di omogeneità lungo la direzione parallela alla costa e quindi può essere consigliabile riscrivere le equazioni del modello in modo tale da evidenziare esclusivamente la variabilità spaziale lungo la direzione perpendicolare alla linea di costa e lungo la verticale.

Una volta selezionate le equazioni del modello ed il tipo di chiusura è indispensabile una loro riscrittura adeguata con i metodi di risoluzione numerici che inevitabilmente devono essere impiegati. Questo argomento è di una complessità formidabile e non è il caso di trattarlo in questa sede. In Sozzi e al. (2002) viene presentata un'introduzione elementare sull'argomento, mentre in Pielke (2002) sono presentati dettagli molto più numerosi, anche se in una forma non molto didattica.

2.10.2 Modelli diagnostici

Per *modello di PBL diagnostico* si intende una classe eterogenea di modelli che non prevedono di descrivere l'evoluzione temporale delle variabili meteorologiche, ma solo la loro distribuzione spaziale ad ogni istante di interesse sulla base di un numero ridotto di leggi fisiche e soprattutto sulla base di un insieme sufficientemente ricco di misure sperimentali. La sua applicazione principale (attualmente molto estesa) è la preparazione dei campi meteorologici per

i modelli di simulazione della dispersione degli inquinanti in atmosfera di media ed alta complessità, come i modelli a particelle Monte Carlo ed i modelli fotochimici di tipo euleriano nonché l'inizializzazione del campo di vento per i modelli prognostici di *PBL*. La preferenza che viene data (quando possibile) a modelli di questo tipo deriva dal fatto che essi sono molto più semplici e veloci rispetto ai modelli meteorologici di tipo prognostico. In pratica, una volta disponibili delle misure meteorologiche di vario genere nei pressi del suolo (normalmente entro il *SL*) e, possibilmente anche il profilo verticale delle principali variabili medie (come il vettore vento e la temperatura) in alcuni punti della zona che si intende indagare, un generico modello di tipo diagnostico si occupa di ricostruire i dettagli spaziali dei vari campi di interesse. La metodologia seguita dai differenti modelli diagnostici non è generale e neppure consolidata e spesso si deve adattare alla tipologia di dati meteorologici disponibili. Qui di seguito presenteremo i dettagli normalmente seguiti per la ricostruzione:

- del campo tridimensionale del vento,
- del campo di temperatura e di umidità,
- del campo delle principali caratteristiche che definiscono la turbolenza atmosferica,

2.10.2.1 Ricostruzione del campo di vento a divergenza nulla

Una parte importante di un modello diagnostico del *PBL* è la ricostruzione del campo tridimensionale del vento medio ad un dato istante sulla base della conoscenza di misure realizzate all'istante considerato in alcuni punti della regione di interesse. L'idea su cui si basano i vari modelli di campo di vento a divergenza nulla è la seguente:

- si consideri un istante t ed un dominio di calcolo spaziale in cui si è interessati a determinare il campo di vento. Tale dominio, a priori qualsiasi, nelle applicazioni pratiche viene normalmente definito come un parallelepipedo avente gli spigoli orientati secondo il sistema di assi cartesiani usato in meteorologia, con base inferiore posta alla quota del terreno (che per il momento possiamo considerare completamente piatto) e con la base superiore posta ad una altezza H , solitamente superiore alla massima estensione verticale del *PBL*;
- siano disponibili al tempo t N misure del vettore vento medio (di componenti u , v e w) all'interno di un dominio di calcolo (nella pratica è difficile disporre di valori per la componente verticale, che comunque nei pressi del suolo dovrà essere prossima a zero);
- sia possibile ricostruire in ogni punto del dominio mediante un metodo interpolativo (di cui si parlerà più avanti) il campo tridimensionale del vento (*campo di vento iniziale*) in modo tale che in ogni punto del dominio sia noto il valore interpolato del campo (u_0, v_0, w_0);
- si cerchi quindi un nuovo campo di vento (u, v, w) che minimizzi la *distanza* dai valori interpolati e che *rispetti la legge della conservazione della massa*.

Il problema così formulato ammette un'unica soluzione, una volta definito l'algoritmo di interpolazione con cui si ottiene il campo iniziale. Dal punto di vista matematico la sua risoluzione è stata presentata da diversi autori (Sherman, 1978, Endlich e al. 1982, Bernard e al. 1987, Ross e al. 1988, Ratto e al. 1994, Ishikawa 1994). Se con (u_0, v_0, w_0) si indica in un punto P del dominio le componenti del vento ottenute per interpolazione dai dati misurati e con (u, v, w) il nuovo campo che desideriamo individuare, è necessario che il *funzionale*:

$$E(u, v, w, \lambda) = \int_{\Omega} \left[\alpha_1^2 (u - u_0)^2 + \alpha_2^2 (v - v_0)^2 + \alpha_3^2 (w - w_0)^2 \right] \cdot dV \quad [2.141a]$$

sia minimo. In questa relazione α_1 , α_2 e α_3 (*moduli di precisione di Gauss*) sono i pesi relativi alle varie componenti cartesiane del campo, strettamente legati allo stato di stabilità nel punto considerato del dominio di calcolo, e da essi dipendono gli aggiustamenti che l'algoritmo ricostruttivo del campo di vento realizzerà. Il campo (u,v,w) così ottenuto è il campo cercato solo se rispetterà la *legge di conservazione della massa* che, nella forma più semplice, è data dalla relazione seguente:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad [2.141b]$$

cioè la *divergenza del campo di vento risulta nulla* nell'ipotesi che la densità non vari apprezzabilmente nel tempo e nello spazio. Questo è un noto problema dell'*Analisi Variazionale*, il cui risultato è costituito dalle relazioni seguenti (equazioni di Eulero) che legano tra loro il campo interpolato ed il campo di vento cercato:

$$\begin{aligned} u &= u_0 + \frac{1}{2\alpha_1^2} \frac{\partial \lambda}{\partial x} \\ v &= v_0 + \frac{1}{2\alpha_2^2} \frac{\partial \lambda}{\partial y} \\ w &= w_0 + \frac{1}{2\alpha_3^2} \frac{\partial \lambda}{\partial z} \end{aligned} \quad [2.141c]$$

che, introdotte nella (2.141b) portano alla relazione seguente, una volta assunto per semplicità che $\alpha_1 = \alpha_2$ ed una volta posto $\alpha = \alpha_1/\alpha_3$:

$$\frac{\partial^2 \lambda}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \lambda}{\partial y^2} + \alpha^2 \frac{\partial^2 \lambda}{\partial z^2} = -2\alpha_1^2 \left(\frac{\partial u_0}{\partial x} + \frac{\partial v_0}{\partial y} + \frac{\partial w_0}{\partial z} \right) \quad [2.141d]$$

Questa è un'*equazione di Poisson*, ben nota nella Fisica Matematica. Una volta definite opportune condizioni al contorno, questa equazione può essere risolta (non necessariamente analiticamente) ottenendo il campo scalare λ cercato. Da esso ed impiegando le (2.141c), si può individuare completamente il campo di vento desiderato.

Tutto ciò è valido in generale, tuttavia se si considera una situazione reale, il dominio di calcolo sarà costituito da un parallelepipedo avente come base inferiore il suolo. Dato che la superficie terrestre può essere caratterizzata dalla presenza di un'orografia più o meno accentuata, può essere estremamente scomodo formulare il problema in termini di coordinate cartesiane ortogonali. In alternativa a questo modo di procedere è possibile operare un cambio di coordinate e riferirsi ad un sistema non ortogonale di coordinate *terrain-following*. Se si indica con H la quota massima del dominio di calcolo e con $h(x,y)$ la quota che il generico punto del suolo (x,y) ha rispetto ad una quota di riferimento (*quota orografica*), è possibile definire un nuovo sistema di assi non ortogonali in cui al posto di z si sostituisce una *la variabile* σ , definita come:

$$\sigma(x, y, z) = \frac{H - z}{H - h(x, y)} = \frac{H - z}{\pi(x, y)} \quad [2.142]$$

Questa trasformazione non è l'unica possibile ed in Ratto e al. (1994) sono elencate altre definizioni impiegate in letteratura. Ritornando alla (2.142), è immediato rendersi conto che σ è

pari a 0 alla sommità del dominio di calcolo, mentre vale 1 a livello del suolo. Inoltre è evidente che le superfici corrispondenti a valori di σ costanti non sono superfici piane, ma curve che tanto più ricalcano la forma dell'orografia quanto più si riferiscono a valori di σ prossimi ad 1. L'introduzione delle coordinate *terrain-following* richiede la riscrittura di tutte le equazioni fin qui presentate ed in particolare la (2.141d) che risulta notevolmente più complessa. Per ulteriori dettagli si rimanda a Sozzi e al. (2002).

Una volta formulato il problema che consiste nell'equazione (2.141d) o della sua analoga scritta in coordinate *terrain-following*, è necessario realizzare un'integrazione numerica di tale equazione. Il problema non è semplice e non verrà trattato in questa sede. Anche in questo caso si rimanda a Sozzi e al. (2002) per i dettagli.

Nell'esprimere la (2.141a) sono stati introdotti tre *pesi* α_1 , α_2 e α_3 , un peso cioè per ciascuna componente del vento. Dato che non esiste a priori una ragione fisica per cui le due componenti orizzontali del vento vengano trattate in maniera differente, è normale porre $\alpha_1 = \alpha_2$. E' stato poi introdotto il rapporto α , dato da $\alpha = \alpha_1/\alpha_3$. Dal punto di vista fisico questi parametri assumono il significato seguente: se α è molto maggiore di 1, il campo di vento determinato con l'algoritmo *mass-consistent*, di fronte ad una barriera posta sul terreno (una montagna per esempio) farà in modo da prediligere uno *scavalco* dell'*ostacolo stesso*, piuttosto che un suo aggiramento. Questo, come noto, è un tipico comportamento in situazioni convettive. Viceversa, se α è molto minore di 1, si ha che gli eventuali ostacoli presenti lungo il fluire del vento verranno prevalentemente *aggirati*, cosa piuttosto frequente in condizioni stabili. Risulta dunque evidente che il valore attribuito a questi parametri (moduli di precisione di Gauss) risulta determinante nella ricostruzione del campo di vento *mass-consistent*. La determinazione dei valori appropriati per i tre pesi è fondamentale per un modello di campo di vento. Quello che si può dire è che essi dipendono sia dalle condizioni di stabilità del *PBL* sia dalla forma dell'orografia presente. Per maggiori dettagli si faccia riferimento a Chino (1992), Ross e al., (1988) e Moussiopoulos e al. (1988).

Il metodo con cui ricostruire il campo di vento iniziale, necessario per l'applicazione dei metodi *mass-consistent*, non può essere del tutto generale e dipende fortemente dal tipo di territorio che si sta considerando e dal numero e dal tipo di dati disponibili. Si consideri il problema della ricostruzione del campo bidimensionale delle componenti u e v nelle immediate vicinanze del suolo. Si immagini di avere a disposizione M misure in altrettante stazioni meteorologiche S_k , poste in prossimità del suolo (diciamo a 10 metri dal suolo, come normalmente capita) nelle posizioni (x_k, y_k) . Il problema da risolvere è la determinazione delle due componenti orizzontali del vento in un generico punto del territorio $P(x,y)$. Il metodo più semplice, impiegabile con successo in situazioni piane e con uso del suolo sostanzialmente uniforme in tutta la regione di interesse, è il metodo di Creessman, proposto da Goodin e al. (1979). In pratica:

$$(u, v)_P = \sum_{k=1}^M (u, v)_{S_k} W(r_{P, S_k}) / \sum_{k=1}^M W(r_{P, S_k}) \quad [2.143a]$$

in cui i pesi W dipendono dalla distanza r tra il punto in cui si desidera l'interpolazione ed il punto in cui è collocata la generica stazione di misura e sono dati dalla relazione seguente:

$$W(r_{P, S_k}) = \frac{R^2 - r_{P, S_k}^2}{R^2 + r_{P, S_k}^2} \quad [2.143b]$$

dove:

$$r_{P,S_k} = \sqrt{(x - x_k)^2 + (y - y_k)^2} \quad [2.143c]$$

e R è il *raggio di influenza della stazione* che può essere scelto in modo da far sì che la stazione *pesi* solo in zone aventi caratteristiche superficiali simili a quelle presenti nella stazione di misura stessa. Questa tecnica è di semplice applicazione ma poco adatta a tener conto di situazioni geograficamente molto complesse. In Chino (1992) è stata presentata una strategia molto più complessa che qui non riportiamo per semplicità.

2.10.2.2 Ricostruzione dei parametri caratteristici del PBL

Un elemento essenziale di un modello diagnostico è la sua capacità di ricostruire i parametri caratteristici della turbolenza del *PBL*, cioè u_* , H_0 e z_i al suolo, in tutti i nodi della griglia di calcolo corrispondenti alla frontiera inferiore. Per poter ricostruire u_* ed H_0 in tutti i nodi $(i,j,0)$ è opportuno operare nella maniera seguente. Dato che il campo di vento *mass-consistent* richiede il campo di temperatura per poter definire in maniera corretta i moduli di precisione di Gauss, la stima di questi parametri avverrà prima della ricostruzione diagnostica del campo di vento. Con un meccanismo interpolativo come quello illustrato dalle (2.143) è quindi possibile stimare in questi nodi la velocità del vento e la temperatura cui si attribuisce una *quota di misura* pari a quella caratteristica delle postazioni impiegate. A questo punto si considerano le misure di Radiazione Solare Globale e si realizza l'interpolazione di tale variabile nei nodi considerati, che dovrà essere poi corretta per tener conto adeguatamente della pendenza del suolo riscontrata in questi nodi. A questo punto, impiegando il metodo di *Priestley-Taylor* modificato e le relazioni di Similarità di Monin-Obukhov sarà possibile ottenere in ogni nodo $(i,j,0)$ il valore corretto per u_* e H_0 . Per fare ciò, è però necessario conoscere in ogni nodo un valore caratteristico di rugosità superficiale z_0 che dovrà essere definito dall'utente del modello.

E' poi necessario ricostruire l'altezza del *PBL* z_i . Se le situazioni considerate sono quelle notturne, in precedenza sono state presentate semplici relazioni diagnostiche che ne consentono la determinazione a partire da valori noti di *friction velocity* e di flusso turbolento di calore sensibile. Sfortunatamente per le situazioni convettive non sono disponibili relazioni diagnostiche per il calcolo di z_i , ma solo relazioni prognostiche. Va comunque rilevato che un modello diagnostico normalmente opererà per un periodo di simulazione ragionevolmente lungo (parecchi giorni), soprattutto se suo compito è fornire dati meteorologici a modelli di simulazione della dispersione degli inquinanti in aria di media complessità. In tal caso non sarà un problema innestare un calcolo prognostico di z_i nelle situazioni convettive, impiegando uno dei modelli presentati, come per esempio il modello termodinamico o il modello di Gryning-Batchvarova. Entrambi sono formalmente rappresentati da un'equazione differenziale ordinaria che può essere facilmente integrata con metodi numerici standard.

2.10.2.3 Ricostruzione diagnostica dei campi scalari di interesse

I campi di interesse per un modello diagnostico di *PBL* dipendono dal suo impiego. Se, per esempio, l'interesse è volto alla dispersione degli inquinanti in atmosfera, i possibili campi da ricostruire sono legati alle necessità del modello di dispersione impiegato. Se, per esempio, si prendesse in considerazione un modello di tipo lagrangiano a particelle, i possibili campi di interesse potrebbero essere la temperatura potenziale θ , le deviazioni standard delle tre componenti del vento e della temperatura (σ_u , σ_v , σ_w , σ_T), le covarianze $\overline{u'w'}$, $\overline{v'w'}$ e $\overline{w'\theta'}$ e la dissipazione di energia cinetica turbolenta ε . In precedenza sono state discusse le relazioni di Similarità adeguate a descrivere realisticamente tali variabili entro tutto il *PBL*. In pratica si potrà operare nel modo seguente:

1. si consideri un generico nodo $(i,j,0)$. Per tale nodo è noto il valore di u_* , H_0 e z_i ;
2. per ogni nodo (i,j,k) , con $k = 0,1,\dots, N_z$ si determini la quota $z_k = k \cdot \Delta z$. In corrispondenza del nodo alla superficie ($k = 0$), si adotti come $z_{k=0}$ un valore opportuno (2 o 10 metri, per esempio). Impiegando le relazioni di Similarità relative alle variabili di interesse, se ne calcoli il valore alle varie quote z_k : in questo modo risultano determinati le variabili meteorologiche di interesse per tutti i nodi della colonna verticale di nodi con indici (i,j) ;
3. si ripetano i passi 1 e 2 per tutti le coppie di indici (i,j) .

2.10.3 Meteorologia per i modelli stazionari di dispersione degli inquinanti in atmosfera

Nella pratica corrente sono frequentemente impiegati modelli di tipo stazionario per la stima del trasporto e della dispersione degli inquinanti in atmosfera. Il loro impiego normalmente è limitato alla determinazione di prima approssimazione dell'impatto che le varie sorgenti inquinanti presenti hanno nei confronti di un territorio di estensione limitata e di caratteristiche estremamente regolari. Le ipotesi su cui si basano tutti questi tipi di modelli sono:

- le situazioni meteorologiche devono essere *lentamente variabili nel tempo* in modo tale che si possa immaginare di trattare una sequenza di situazioni di fatto stazionarie;
- il campo di vento e delle altre variabili meteorologiche che determinano il trasporto e la dispersione degli inquinanti in aria è orizzontalmente omogeneo;
- per tutte le variabili meteorologiche si ipotizza un profilo verticale noto;
- la turbolenza atmosferica deve essere descritta nella maniera più semplice e più compatta possibile.

In pratica, per soddisfare le necessità meteorologiche e micrometeorologiche di tali modelli è sufficiente considerare un solo punto del dominio di calcolo da essi considerato, che per quel che si è detto, risulta orizzontalmente omogeneo: le informazioni micrometeorologiche e meteorologiche relative a tale punto saranno dunque rappresentative dell'intero dominio di calcolo. Pertanto si può dire che tale classe di modelli richiedono un modello monodimensionale di *PBL* che inoltre è stazionario, dato che questi modelli di dispersione ipotizzano che in ogni intervallo temporale considerato il *PBL* resti stazionario e quindi simulano una successione di stati quasi stazionari. Qui di seguito vengono presentati gli elementi essenziali di un tale modello di *PBL*, tenendo conto sia dei modelli di dispersione di vecchia generazione, come per esempio il modello ISC3 dell'US-EPA, sia i modelli di nuova generazione, come per esempio il modello AERMOD dell'US-EPA.

2.10.3.1 La turbolenza atmosferica per i modelli stazionari

E' questo uno degli aspetti che più differenziano i modelli di dispersione stazionari di vecchia e nuova generazione. Per quanto riguarda i modelli ibridi di nuova generazione, come per esempio AERMOD, la struttura della turbolenza del *PBL* risulta completamente descritta una volta che risultino noti nel punto di riferimento del dominio di calcolo:

- la lunghezza di rugosità z_0 , caratteristica dell'intero dominio di calcolo stesso;
- la turbolenza di tipo meccanico, rappresentata dalla velocità di frizione u_* ;
- la turbolenza di tipo convettivo, caratterizzata dal flusso turbolento di calore sensibile H_0 ;
- l'estensione verticale del PBL convettivo z_i (normalmente indicata col termine di altezza di

rimescolamento), sia nelle ore convettive che nelle ore stabili.

Come risulta evidente, i modelli dispersivi stazionari di nuova generazione richiedono correttamente tutti gli elementi identificativi di un *PBL* monodimensionale. Il problema che nasce con il loro utilizzo è che non sempre le variabili sopra indicate sono realmente disponibili in pratica. Più frequentemente sono disponibili solo misure meteorologiche tradizionali come:

- la velocità e la direzione del vento ad una quota di riferimento (normalmente a 10 metri dal suolo);
- la temperatura e l'umidità relativa nei pressi del suolo;
- la radiazione globale;
- la radiazione netta, anche se quest'ultima variabile frequentemente è assente nella stazioni meteorologiche tradizionali.

Si presenta quindi il problema di realizzare una stima dei parametri che caratterizzano la turbolenza atmosfera a partire da queste semplici e limitate misure meteorologiche. Come si è visto, questo problema non risulta particolarmente complesso, essendo disponibili metodi di stima abbastanza accurati, per lo meno in situazioni non patologiche.

Per quanto riguarda, invece, i modelli dispersivi stazionari di vecchia generazione, di cui ISC3 è un esempio tipico, la situazione è molto diversa. Tutti questi modelli, per descrivere lo stato di turbolenza del *PBL*, usano un *parametro sintetico*, noto col nome di Categoria di Stabilità Atmosferica, che *pretende* di classificare in 6 classi tipiche tutte le possibili configurazioni del *PBL*, siano esse convettive che stabili, e che non deriva da considerazioni di natura micrometeorologica, ma solo dall'osservazione della forma dei pennacchi di fumo emessi da ciminiere elevate. In effetti negli anni '60 e '70 sono state realizzate numerose campagne sperimentali negli USA volte a classificare le varie forme dei pennacchi emessi da ciminiere elevate (prevalentemente da centrali termoelettriche) e dall'analisi della forma di questi pennacchi di fumo si è tentata una correlazione con le principali variabili meteorologiche (ma non micrometeorologiche) disponibili. Curiosamente tutto questo lavoro, tedioso e complesso, non ha in alcun modo tenuto conto degli enormi progressi sulla conoscenza della turbolenza atmosferica che proprio in quegli anni risultavano disponibili. Tradizionalmente, le 6 Categorie di Stabilità Atmosferica sono le seguenti:

- sono previste tre Categorie, denominate A, B, C (o equivalentemente 1, 2, 3), che rappresentano le situazioni convettive. La **Categoria A** rappresenta situazioni molto convettive, con velocità del vento bassa e forte insolazione. La **Categoria B** è una situazione che si presenta quando o la radiazione solare è relativamente poco elevata o la velocità del vento (e quindi la turbolenza di origine meccanica) è elevata. La **Categoria C** ha luogo con velocità del vento elevata e radiazione solare ridotta.
- è stata prevista una situazione che rappresenta tutte quelle situazioni (stabili o convettive) prossime all'adiabaticità, denominata **Categoria D** (o 4) che quindi rappresenta situazioni diurne o notturne con cielo coperto e vento teso.
- sono state previste due situazioni stabili (relative esclusivamente a situazioni notturne) indicate come **Categoria E** (o 5) e **Categoria F** (o 6), la prima relativa a situazioni con vento abbastanza elevato e cielo poco nuvoloso, mentre l'ultima relativa a situazioni con cielo sereno e velocità del vento bassa.

E' evidente che una classificazione così rigida e così limitata difficilmente potrà essere in grado di dar conto della estrema complessità e variabilità del *PBL*. Sono stati proposti numerosissimi

schemi per determinare le Categorie di Stabilità Atmosferica a partire dalle principali variabili meteorologiche e quanto riportato in (US - Environmental Protection Agency 1987) ne è un esempio significativo. La cosa demoralizzante è che frequentemente, dato un insieme di variabili meteorologiche tradizionali, l'applicazione dei vari schemi proposti può fornire stime differenti di Categorie di Stabilità Atmosferica. Tra l'altro, spesso sono stati proposti schemi mal posti dal punto di vista strumentale. Un esempio per tutti è un celebre schema che pretende di stimare la Categoria di Stabilità Atmosferica a partire dalla deviazione standard della direzione del vento. Come si è detto in precedenza, tale parametro risulta più o meno realistico a seconda delle caratteristiche dinamiche del sensore impiegato per la determinazione di tale parametro. La *pretesa* che anemometri tradizionali siano in grado di fornire realisticamente tale variabile porta spesso a stime completamente irrealistiche della Categoria di Stabilità Atmosferica. Alla luce dell'esperienza, l'unico metodo di stima della Categoria di Stabilità Atmosferica che ci sentiamo di segnalare è quello basato sulla velocità del vento e sulla Radiazione Solare Globale (per le ore diurne) e sulla Radiazione Netta (per le ore notturne).

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

Tab. 2.12: 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

Tab. 2.13: determinazione della Categoria di Stabilità Atmosferica nelle ore notturne.

In pratica questo schema opera nel modo seguente:

- per un periodo considerato (generalmente un'ora) si consideri la velocità del vento e la Radiazione Solare Globale (se il periodo è diurno) o la Radiazione Netta (se il periodo è notturno);
- per tutte le situazioni diurne la Categoria di Stabilità Atmosferica verrà determinata mediante la tabella a doppia entrata riportata in Tab. 2.12;
- per tutte le situazioni notturne la Categoria di Stabilità Atmosferica verrà determinata mediante la tabella a doppia entrata riportata in Tab. 2.13;

Molti sono stati i tentativi fatti per mettere in relazione la Categoria di Stabilità Atmosferica con i parametri caratteristici della turbolenza del *PBL*. I risultati più celebri sono quelli prodotti da Golder (1972) e riassunti in Fig.2.69 dove si nota come in effetti sia possibile stabilire una sorta

di relazione tra la Categoria di Stabilità Atmosferica, la rugosità superficiale (rappresentata da z_0) e la lunghezza di Monin-Obukhov (L), anche se tale relazione non è certamente biunivoca.

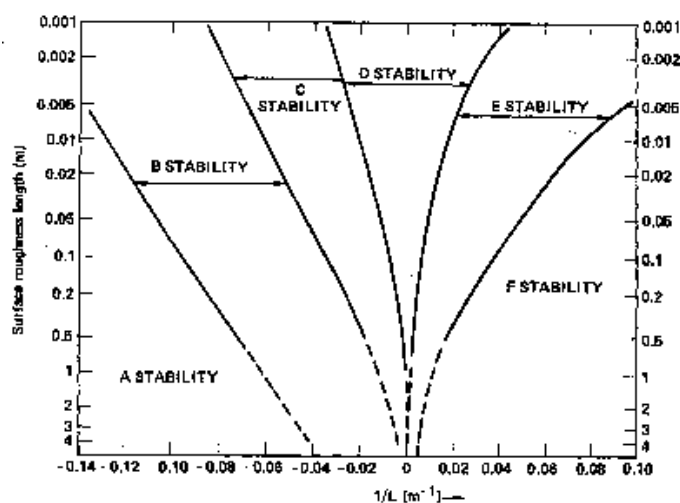


Fig.2.69: relazione tra Categoria di Stabilità Atmosferica, lunghezza di Monin-Obukhov (L) e rugosità superficiale z_0 .

L'ultimo aspetto relativo alla descrizione della turbolenza del *PBL* è la sua estensione verticale. Tutti i modelli di dispersione stazionari (di vecchia e nuova generazione) richiedono la conoscenza di z_i . La determinazione di tale parametro nelle ore diurne si può realizzare senza particolari problemi nel modo seguente:

- con uno dei metodi presentati in precedenza si stima l'evoluzione oraria di u^* e H_0 ,
- si può stimare z_i o col metodo termodinamico o con il metodo di Gryning-Batchvarova.

Per quanto riguarda l'altezza del *PBL* stabile, in precedenza sono state riportate correlazioni utili per una sua stima, una volta noto u^* e H_0 .

A conclusione di questo paragrafo, va detto che la realistica delle simulazioni operate da un modello di dispersione degli inquinanti in aria (anche se di tipo stazionario) è fortemente legata alla realistica della descrizione della turbolenza del *PBL*. Non è quindi sorprendente che quando in un modello stazionario si eliminano le Categorie di Stabilità Atmosferica e si introduce una descrizione della turbolenza del *PBL* basata su u^* e H_0 la realistica della simulazione aumenti.

2.10.3.2 Il profilo verticale del vento e della temperatura

Tutti i modelli stazionari di nuova e vecchia generazione hanno bisogno di un profilo verticale di velocità media del vento. In particolare, nei vecchi modelli stazionari era consuetudine adottare un profilo verticale della velocità media del vento descritto da una relazione del tipo:

$$u(z) = u_r \cdot (z/z_r)^p \quad [2.144]$$

dove z_r è la quota di misura normalmente pari a 10 metri ed il coefficiente p dipende dalla categoria di Stabilità Atmosferica e dal tipo di suolo (classificato solo come rurale o urbano), come indicato nella Tab.2.14 (Hanna e al., 1982).

Categoria di Stabilità Atmosferica	p	
	<i>zone rurali</i>	<i>zone urbane</i>
A	0.07	0.15
B	0.07	0.15
C	0.10	0.20
D	0.15	0.25
E	0.35	0.40
F	0.55	0.60

Tab. 2.14: parametro della relazione di potenza per il profilo verticale della velocità del vento.

Ai lettori non sarà certamente sfuggito quanto sia anacronistico l'impiego di questa relazione quando il principale risultato della Teoria di Similarità di Monin-Obukhov è proprio la determinazione del profilo verticale della velocità del vento in funzione del livello di turbolenza del *PBL* e della rugosità superficiale. Nei modelli stazionari di nuova generazione sono impiegate a questo proposito due tipi differenti di strategie. La prima consiste nell'impiegare direttamente la Relazione di Similarità per il *SL*, con l'ovvia controindicazione che il modello potrebbe estrapolarla anche a quote superiori all'estensione massima del *SL*. La seconda invece richiede all'utente ad ogni periodo di mediazione il profilo verticale della velocità del vento. In questo caso l'utente, a seconda dell'altezza delle sorgenti considerate nella simulazione, potrà decidere se impiegare la relazione di Similarità valida per il *SL* (caso con sorgenti basse) o quella valida per l'intero *PBL* (sorgenti alte).

Per quanto riguarda la direzione del vento, tutti i modelli di nuova e vecchia generazione concordano nel considerare come direzione di provenienza caratteristica per la simulazione, quella misurata dalla stazione meteorologica (normalmente a 10 metri) senza apporre correzioni funzione della quota.

Per quanto riguarda la temperatura dell'aria, tutti i modelli concordano nel considerare come rappresentativa la sola misura realizzata nei pressi del suolo.