



DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELL'AMBIENTE FORESTALE E DELLE SUE RISORSE

**CORSO DI DOTTORATO DI RICERCA IN
ECOLOGIA FORESTALE – XXI CICLO**

**L'AREA SORGENTE DEI FLUSSI SUPERFICIALI: STIMA
SPERIMENTALE CON MISURE DI CORRELAZIONE TURBOLENTA SU
PICCOLA SCALA**

Settore Scientifico Disciplinare – AGR/05

Dottorando: Nicola Arriga

Firma _____

Coordinatore: Prof. Paolo De Angelis

Firma _____

Tutore: Prof. Riccardo Valentini

Firma _____

Università degli Studi della Tuscia

Dipartimento di Scienze dell'Ambiente Forestale e delle sue Risorse (DISAFRI)

Via S. Camillo de Lellis, snc 01100 Viterbo

Corso di Dottorato di Ricerca in Ecologia Forestale

Coordinatore: Prof. Paolo De Angelis

Tesi di Dottorato di Ricerca in Ecologia Forestale (XXI ciclo)

di: Nicola Arriga

Ottobre 2008

Riassunto

In questa tesi è stato affrontato il problema micrometeorologico della quantificazione sperimentale dell'area sorgente dei flussi di massa ed energia misurati tramite la correlazione turbolenta. Nello specifico è stato studiato il comportamento di apparati strumentali tradizionalmente utilizzati per la misura di flussi turbolenti in condizioni di limitata estensione superficiale dell'area sorgente e a distanze molto prossime alla superficie di scambio, per valutare l'attendibilità di misure effettuate su scala spaziale ridotta. A tale scopo sono stati implementati tre esperimenti con molteplici e identici sistemi di correlazione turbolenta per la stima dei flussi di anidride carbonica. Ogni sistema è costituito da un anemometro sonico e un analizzatore di gas nell'infrarosso a cammino aperto. Nel primo esperimento sono state esaminate le caratteristiche delle misure turbolente a quote di misura tradizionali e insolitamente vicine al suolo mentre nelle altre due situazioni sperimentali sono state manipolate le sorgenti naturali e artificiali di CO₂ per quantificarne la distribuzione spaziale delle sorgenti.

Questi esperimenti hanno consentito di evidenziare quali siano i limiti principali all'utilizzo delle strumentazioni a distanze molto ridotte, dell'ordine delle poche decine di centimetri, dalla superficie di scambio gassoso e quali siano le varianti tecniche da provare in queste condizioni. Inoltre le stime sperimentali dell'estensione dell'area sorgente con i due metodi distinti dell'emissione naturale e artificiale di anidride carbonica hanno indicato una limitata estensione della superficie che influenza i sistemi di misura. I risultati sembrano mostrare una riduzione molto significativa rispetto alle dimensioni associate all'area sorgente, sia empiricamente sia considerando il modello di footprint di Schuepp, molto diffuso nella comunità scientifica.

Sviluppi futuri di questa ricerca consisteranno essenzialmente nell'utilizzo di differenti soluzioni tecniche per la misura dei flussi su piccola scala e nell'affinamento delle simulazioni dell'area sorgente dei rilevatori con i più recenti sviluppi della fluidodinamica computazionale.

Abstract

In this thesis we faced the experimental evaluation of footprint of mass and energy fluxes measured by eddy correlation technique. Specifically the behaviour of routinely exploited systems has been tested in situation of restricted surface of the fluxes source area and with sampling extremely close to the exchange interface, to test the reliability of small scale measurements. With this objective three distinct experimental setups have been implemented with multiple identical equipment of eddy correlation for the estimate of carbon dioxide fluxes, each one realized with a sonic anemometer and an open path infrared gas analyzer

In the first experiment characteristics of turbulence measurements have been evaluated at different heights, both routinely used in the practice both exceptionally close to the ground, while in the remaining two we manipulated natural and artificial sources of CO₂ whose flux has been detected at different heights.

This allowed us to highlight the most limiting factors in the exploitation of turbulent measurements at very small distances, of the order of some tens of centimetres, away from the exchange surface and the technical upgrades to be tested in these situations. Moreover the experimental estimates of source area extension with the two distinct methods of natural and artificial emission of carbon dioxide indicated a limited extension of surface influencing measurement systems. Results showed a reduction of approximately one order of magnitude of the source area, both empirically evaluated both using a commonly adopted analytical footprint model.

The development directions are already well delimited and consist essentially in the use of different technical solutions for the measurements on small spatial scales and in the improvement of the simulations of the detectors footprint with most recent developments of computational fluid dynamics.

Indice

INTRODUZIONE

CAPITOLO I

IL PROBLEMA DELL'AREA SORGENTE NELLA STIMA DEI FLUSSI

TURBOLENTI DI INTERESSE MICROMETEOROLOGICO 5

1.1	GENERALITÀ SUI FLUSSI TURBOLENTI	5
1.2	I FLUSSI TURBOLENTI NELLA MICROMETEOROLOGIA DELLO STRATO SUPERFICIALE ATMOSFERICO	7
1.3	CONCETTO DI AREA SORGENTE, O FOOTPRINT	13
1.4	METODI SPERIMENTALI E NUMERICI DI STIMA DELLA FOOTPRINT	14
1.4.1	<i>Stima sperimentale</i>	14
1.4.2	<i>Stima analitica</i>	15
1.4.3	<i>Simulazioni numeriche</i>	158

CAPITOLO II

MATERIALI E METODI 21

2.1	SITI SPERIMENTALI	21
2.2	APPARATI SPERIMENTALI	22
2.2.1	<i>Profilo verticale di sistemi di correlazione turbolenta</i>	22
2.2.2	<i>Sistemi di correlazione turbolenta su copertura manipolata</i>	25

2.2.3	<i>Profilo verticale con sistema di emissione artificiale di CO₂</i>	27
2.3	ELABORAZIONE DEI DATI	29

CAPITOLO III

RISULTATI 32

3.1	PROFILO VERTICALE DI FLUSSI TURBOLENTI IN CONDIZIONI NATURALI	32
3.2	FLUSSI TURBOLENTI SOPRA COPERTURA MANIPOLATA	41
3.3	PROFILO VERTICALE DI FLUSSI TURBOLENTI CON EMISSIONE ARTIFICIALE DI CO ₂	49

CONCLUSIONI 58

Bibliografia

APPENDICI

APPENDICE A

PRINCIPALI GRANDEZZE MICROMETEOROLOGICHE

Stabilità atmosferica e parametro z/L

Velocità di attrito

APPENDICE B

ANALISI ARMONICA

APPENDICE C

TERMINE WPL

Introduzione

Lo studio dei processi di scambio tra superficie terrestre ed atmosfera ha ricevuto un impulso notevole dalla rapida diffusione delle misure dirette dei flussi verificatasi a partire dagli anni novanta. La maggior parte di queste misure viene effettuata attraverso la tecnica della correlazione turbolenta che consente di misurare puntualmente il flusso turbolento verticale di un composto senza disturbare sensibilmente il meccanismo di trasferimento tra superficie ed aria. Il suo più grande pregio però costituisce anche un problema significativo: le stime di flusso non sono relative ad un campione prelevato ed isolato dal suo ambiente circostante, come può essere nel caso delle misure con camere di flusso o con altri sistemi micrometeorologici, quindi si riferiscono ad una superficie estesa al di sotto del sistema di misura. Il grosso svantaggio è che questa superficie che costituisce la sorgente dei flussi non è mai esattamente localizzata e dipende sensibilmente dalla rugosità della superficie, dalla struttura della copertura, sia essa vegetale o di altra natura, dalla quota di misura e anche da fattori micrometeorologici come la stabilità atmosferica (Vesala, 2008). Questi ultimi in particolare sono continuamente variabili nel tempo in quanto determinati dalle forzanti dell'irraggiamento termico e dal campo anemometrico. Ciò rende doppiamente importante e delicata la determinazione dell'area sorgente in quanto la sua variabilità intrinseca fa sì che flussi misurati in periodi diversi, seppur vicini tra loro, possano riferirsi ad aree sorgenti non coincidenti.

Un altro aspetto inerente l'estensione dell'area di cui si misurano i flussi o le concentrazioni, è il suo livello di omogeneità spaziale, visto che i vari contributi si sovrappongono nella misura puntuale. Nel caso in cui le disomogeneità non siano trascurabili, cosa che si verifica molto spesso nei siti investigati, è necessario conoscere l'intensità delle emissioni o degli assorbimenti dei vari elementi superficiali e la

composizione stessa della superficie per interpretare il segnale di flusso o concentrazione misurato. Si cerca di dare una risposta a tutti questi quesiti quantificando con diversi metodi l'area sorgente, definita come la frazione della superficie che contiene sorgenti e pozzi realmente contribuenti al flusso e alla concentrazione misurati in un dato punto (Kljun, 2002). E' stato appositamente introdotto il termine *footprint* per indicare il contributo relativo da parte di ciascun elemento della superficie attivo nello scambio del composto investigato (Schuepp, 1990).

Molti studi sono stati effettuati nel tentativo di dare risposte quantitative al problema e negli ultimi due decenni si sono affinate diverse tecniche, alcune delle quali molto innovative e applicabili in differenti discipline, non esclusivamente in micrometeorologia (Dobb, 1953; Kurbanmuradov, 2000; Leclerc, 1997; Voit, 2005). Inoltre le richieste della comunità si stanno facendo sempre più pressanti per poter applicare la tecnica della correlazione turbolenta in situazioni più particolareggiate, ad esempio in contesti urbani o su manipolazioni di particolari ecosistemi, oppure per sostanze che reagiscano con l'ambiente circostante. Tutto ciò rende ancora più urgente un aumento delle capacità di predizione dell'area sorgente dei flussi e la relativa verifica sperimentale.

In particolare questo risulta l'aspetto più debole allo stato attuale delle conoscenze sul tema poiché una lacuna significativa nella verifica delle differenti previsioni teoriche deve ancora essere colmata. Si può anzi dire che le controprove sperimentale in situazioni reali siano decisamente insufficienti o semplicemente allo stato iniziale nel caso delle situazioni più complesse, come in ambiente urbano o per quanto riguarda i composti attivi che interagiscono con l'atmosfera durante il loro trasporto (Foken, 2004b; Strong, 2004; Vesala, 2008). Questo tipo di verifiche sono in buona parte limitate dalla difficoltà intrinseca dell'allestimento di esperimenti che consentano di validare efficacemente e realisticamente i modelli di footprint, se si escludono le situazioni complesse ma gestibili di laboratori fluidodinamici come le gallerie del vento che comunque non possono riprodurre la complessità delle situazioni naturali. Inoltre un aspetto assolutamente non secondario è legato alla ripetibilità e alla significatività statistica di tali esperimenti che richiedono sempre apparati più articolati di quelli necessari per una singola misura: per avere significatività statistica e

ripetibilità è infatti strettamente necessario confrontare sistemi con aree sorgenti differenti, ma nelle stesse condizioni ambientali e meteorologiche. Questo sostanzialmente comporta l'obbligo di utilizzare contemporaneamente più sistemi di misura di flusso sopra superficie differenti per estensione o composizione, visto che nelle situazioni di interesse pratico è praticamente impossibile ottenere condizioni esterne identiche in momenti successivi (Richardson, 2005; Richardson, 2006). La complessità pratica di utilizzare più sistemi, insieme alle connesse elevate richieste economiche, ha fortemente limitato la realizzazione di esperimenti di verifica dell'area sorgente modellizzata.

Un altro punto cruciale è nella difficoltà tecnica legata alla modalità di reperimento o creazione artificiale di aree sorgenti con differente struttura, ad esempio variabili in composizione o estensione. La scarsità di esperimenti ha dunque sollecitato questa ricerca che ha sfruttato la congiunzione favorevole di diversi fattori tecnici: in primo luogo la disponibilità di strumenti appositamente messi in comune anche da altri enti per lo scopo e in secondo luogo, ma non certamente per importanza, la disponibilità di terreni e personale specializzato in grado di consentire la creazione e manipolazione della copertura vegetale necessaria all'effettuazione degli esperimenti.

Viste le condizioni favorevoli sono stati ideati una serie di esperimenti con lo scopo di investigare le caratteristiche salienti dell'area sorgente dei flussi turbolenti in condizioni di utilizzo su piccola scala, ossia effettuando misure a quote ridotte, minori di due metri, e su superficie estese poche decine di metri. Questo significa ridurre di quasi un ordine di grandezza le dimensioni in gioco, consentendo da un lato applicazioni particolari su piccole estensioni superficiali, dall'altro introducendo potenziali fattori di disturbo per la vicinanza estrema con gli elementi superficiali.

Sono stati compiuti i seguenti passi nell'indagine sperimentale. Inizialmente è stato allestito un profilo verticale di misure turbolente per fornire risposte alla domanda su quanto vicino alla superficie ci si possa spingere per misurare i flussi turbolenti con gli strumenti attualmente disponibili. L'analisi delle correlazioni tra le stime di flusso a diverse quote e l'analisi armonica delle serie temporali ad alta frequenza hanno costituito lo strumento principale di indagine. Il livello successivo è consistito nella realizzazione di appositi esperimenti in grado di fornire misure dirette di flusso turbolento e concentrazione di diversi composti come anidride carbonica, vapore

acqueo o di temperatura sopra aree sorgenti appositamente preparate per confrontare, a parità di condizioni sperimentali, la differenza nelle misure indotta da estensioni diverse delle aree sorgenti. Allo stato attuale questo tipo di analisi risulta particolarmente interessante perché mai realizzato in precedenza per le difficoltà pratiche appena descritte e costituisce una prassi metodologica molto completa e robusta per verificare in condizioni naturali le soluzioni teoriche del problema e le previsioni numeriche. Infine è stato tentato un ulteriore esperimento basato sull'emissione artificiale e controllata di anidride carbonica, nel tentativo di condizionare la disposizione spaziale delle sorgenti della quantità in esame e valutare la risposta dei sistemi posti a diverse altezze in funzione della distanza dalle linee di emissione.

Nel primo capitolo della tesi è presentato il quadro teorico generale del problema dell'area sorgente e del concetto di footprint in micrometeorologia. Sono inoltre descritti gli approcci utilizzati attualmente nella modellizzazione, con riferimento più dettagliato a quello utilizzato in questa tesi per la verifica dei risultati sperimentali. Nel secondo sono invece descritti gli strumenti e le metodologie applicati nelle misurazioni, insieme ai siti investigati. Nel terzo ed ultimo capitolo sono riportati i dati raccolti ed i risultati emersi dalla loro analisi, seguendo la concatenazione degli esperimenti descritta precedentemente che corrisponde anche alla loro sequenza cronologica.

Capitolo I

Il problema dell'area sorgente nella stima dei flussi turbolenti di interesse micro meteorologico

1.1 Generalità sui flussi turbolenti

La descrizione quantitativa del moto di un fluido costituisce uno dei capitoli più affascinanti e complicati della conoscenza scientifica e tecnica contemporanee e riguarda innumerevoli applicazioni. Dai settori industriali a quelli biomedici arrivano continuamente richieste di nuove soluzioni pratiche che spesso aprono nuovi scenari anche dal punto di vista della ricerca, ma è dall'osservazione dei fenomeni naturali che ha sempre preso spunto questa scienza nota come fluidodinamica ed è a quel settore che rivolgiamo la nostra attenzione. In particolare la quantificazione dei processi di trasporto in atmosfera ha sempre stimolato la curiosità di matematici e fisici, ma anche di studiosi di discipline più applicative per la serie notevole di problemi pratici collegati. Dalla circolazione negli oceani e nell'atmosfera fino alla dispersione degli inquinanti, molti processi vengono descritti in campo ambientale e geofisico ricorrendo alla fluidodinamica. La prima cosa da sottolineare è la grande variabilità nelle scale spaziali e temporali dei flussi di interesse geofisico, con una gamma di lunghezze e periodi che va dalle migliaia di chilometri e dai giorni per la circolazione oceanica e atmosferica ai centimetri ed alle frazioni di secondo per la diffusione molecolare e per il

trasporto turbolento. Proprio quest'ultima finestra sarà quella più analizzata in questo studio poiché l'argomento è lo scambio di materia ed energia tra la superficie terrestre e l'atmosfera che avviene principalmente con le modalità tipiche di questo regime dinamico. Pur conservando un'ottica generale del problema risulta necessaria una descrizione qualitativa molto generale dei moti turbolenti. Questi sono riconducibili molto genericamente a quei fenomeni dinamici dei fluidi caratterizzati da sostanziale irregolarità delle caratteristiche macroscopiche necessarie a descriverne la cinematica: velocità, pressione e temperatura. Questa irregolarità risiede soprattutto nella rapidità con cui si manifestano le variazioni delle grandezze fisiche caratterizzanti e nella loro ampiezza continuamente variabile nel tempo e nello spazio. Questa struttura complicata differenzia profondamente il regime turbolento da quello laminare ed è la causa microscopica del fatto che i moti turbolenti siano i più efficienti nelle interazioni con i corpi rigidi immersi nel fluido, come ad esempio gli ostacoli fisici al trasporto costituiti dalla vegetazione nell'interfaccia tra terra ed atmosfera. Per questo il trasferimento di quantità di moto, così come il trasporto di materia in sospensione e lo scambio termico risultano appannaggio dei moti turbolenti (Monin, 1975). Come tutti possono sperimentare intuitivamente, anche matematicamente risulta impossibile una descrizione deterministica della configurazione di un fluido turbolento nella concezione della fisica matematica classica: ossia possiamo abbandonare ogni speranza di determinare con esattezza la velocità e la posizione di una particella di fluido ad ogni istante pur conoscendone con qualsivoglia precisione le condizioni iniziali. Questo avviene per la natura intrinseca dei moti turbolenti e non solo per la complessità numerica, comunque insormontabile anche con le più avanzate tecnologie computazionali, di un sistema matematico che descriva dinamicamente ed individualmente una miriade di particelle. Quello che attualmente ci è consentito è sostanzialmente una descrizione in termini statistici del moto di insieme di un sistema fluido visto come un aggregato di innumerevoli costituenti tutti molto simili tra loro, che evolve dinamicamente in obbedienza a forzanti esterne, ad esempio le forze meccaniche e termiche, macroscopicamente identiche, rendendo quella della turbolenza una teoria statistica (Landau, 1989; Monin, 1975).

Negli ultimi decenni si è sviluppato un modo di pensare e descrivere la natura completamente diverso per affrontare il problema della turbolenza e di altri fenomeni

fisici che risultano dall'interazione tra un numero elevatissimo di componenti tali da rendere impossibile una quantificazione esatta del fenomeno che viene pertanto descritto come *caotico*. Questo approccio, nato dalle considerazioni sull'instabilità dei processi meteorologici fatte da Lorenz, è stato raffinato matematicamente e ha portato alla nascita di una nuova branca della scienza moderna nota come teoria del caos, in cui viene sostanzialmente distrutto il paradigma deterministico della piena descrivibilità dei processi fisici e si introduce il concetto di sensibilità rispetto alle condizioni iniziali (Ruelle, 1992). Senza addentrarci troppo in tematiche poco coerenti con lo scopo della presente ricerca possiamo sintetizzare le caratteristiche più rilevanti in ambito micrometeorologico dei flussi turbolenti (Arya, 2001; Markkanen, 2004):

sono intrinsecamente caotici nella loro dinamica e perciò non possono essere descritti nel dettaglio microscopico;

sono diffusivi e tendono ad interagire con il flusso mescolandone le proprietà come densità, concentrazione, temperatura e quantità di moto;

comprendono una vasta gamma di scale dinamiche e cinematiche associabili a dei *vortici* (in inglese *eddies*) che possono essere visti come configurazioni coerenti in velocità, vorticità e pressione.

1.2 I flussi turbolenti nella micrometeorologia dello strato superficiale atmosferico

Diversi concetti della teoria fluidodinamica turbolenta vengono utilizzati continuamente nella micrometeorologia, intesa come lo studio dei processi atmosferici di microscala che hanno scale spaziali e temporali inferiori, rispettivamente, a tre chilometri ed un'ora (Stull, 1988). In questa gamma rientrano tutti i flussi turbolenti di origine termica e idrodinamica e il luogo fisico in cui avvengono viene definito come strato limite atmosferico. Il concetto di strato limite in fluidodinamica risale ai primi lavori di Froude subito dopo il 1870 ed il termine è stato probabilmente introdotto nei primi anni del XX secolo da Prandtl. In meccanica dei fluidi lo strato limite è la regione in cui un fluido, per effetto dello scorrimento contro un ostacolo, passa da condizioni di moto laminare a una condizione di annullamento totale della velocità (Landau, 1989). In questa regione dunque sono forti i gradienti di velocità e tali modificazioni

avvengono principalmente nel regime della turbolenza, soprattutto in prossimità dei corpi rigidi. L'analogia con quanto avviene nei bassi strati della troposfera ai flussi anemometrici, che per attrito annullano la loro velocità a contatto con la superficie terrestre, è immediata. Perciò si definisce più pragmaticamente lo strato limite atmosferico come lo strato di aria direttamente al di sopra della superficie terrestre in cui gli effetti della superficie come attrito e scambio termico radiativo si percepiscono direttamente con scale spaziali di meno di un giorno e in cui parte significativa del flusso di quantità di moto, energia o materia è trasportata da moti turbolenti su scale spaziali minori o uguali all'estensione dello stesso strato limite atmosferico (Garratt, 1992). Poiché questo definisce una porzione molto estesa della bassa troposfera e, soprattutto, variabile fortemente in funzione delle condizioni di irraggiamento solare, la nostra attenzione si rivolge al cosiddetto strato superficiale atmosferico e al sottostrato di rugosità che sono le porzioni più vicine alla superficie dello strato limite planetario. Le estensioni di queste due porzioni sono ancora più variabili e sono individuate dalla fenomenologia stessa dei flussi al loro interno: nello strato superficiale ad esempio il trasporto turbolento risulta legato alla distribuzione verticale della quantità trasportata, per cui si parla di relazioni di tipo flusso-gradiente o teoria-k (Kaimal, 1994):

$$\overline{u'_i u'_j} = -k_s \frac{\partial c_s}{\partial z}$$

ove $\overline{u'_i u'_j}$ è la media su un generico intervallo spaziale e temporale del prodotto delle fluttuazioni di u_i per le fluttuazioni di u_j . L'apice indica che si tratta di fluttuazioni espresse secondo la convenzione di Reynolds per le variabili turbolente di seguito descritta. Questa è soltanto una delle tante caratteristiche dei flussi nello strato superficiale in cui comunque sono necessarie assunzioni basilari per il trattamento semplificato del problema del trasporto. Ad esempio abbiamo appena fatto riferimento al flusso turbolento di una grandezza generica in quanto nello strato superficiale questo costituisce il termine generalmente più significativo dell'equazione di conservazione di uno scalare generico o del bilancio della quantità di moto. Per introdurre l'effetto della turbolenza nelle equazioni fondamentali dell'idrodinamica si utilizza la decomposizione di Reynolds per cui ogni grandezza turbolenta può essere decomposta istantaneamente

come somma di un valore medio stazionario e di una parte variabile nel tempo detta fluttuazione:

$$U(x, t) = \bar{u} + u'(t)$$

Inoltre, assumendo un tempo di mediazione sufficientemente lungo da ottenere un insieme molto numeroso di misure della grandezza in gioco, sono valide le seguenti fondamentali proprietà di Reynolds della media:

$$\begin{aligned} \overline{(u + v)} &= \bar{u} + \bar{v} \\ \overline{(\bar{u})} &= \bar{u}, \bar{a} = a \quad \text{se } a = \cos t \\ \overline{aU} &= a(\bar{U}) = a(\bar{u} + \bar{u}') \\ \overline{\frac{\partial u}{\partial s}} &= \frac{\partial \bar{u}}{\partial s} \quad \text{ove } s = x, y, z \text{ o } t \\ \bar{u}' &= 0 \end{aligned}$$

Sostituendo l'espressione secondo Reynolds per la velocità e la concentrazione nell'equazione di conservazione di una quantità scalare C

$$\frac{\partial C}{\partial t} + U_j \frac{\partial C}{\partial x_j} = \nu_c \frac{\partial^2 C}{\partial x_j^2} + S_c$$

ove U_j sono le componenti del campo di velocità, ν_c è il coefficiente di diffusività molecolare della grandezza considerata e S_c indica le sorgenti (o pozzi) della stessa presenti all'interno di un generico volume di controllo, si perviene all'espressione seguente (le operazioni matematiche sono omesse per semplicità e per i dettagli del calcolo si rimanda alla letteratura specializzata (Aubinet, 2000a; Aubinet, 2000b; Kaimal, 1994; Monin, 1975; Stull, 1988)):

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} + \bar{U} \frac{\partial \bar{c}}{\partial x_j} = \nu_c \frac{\partial^2 \bar{c}}{\partial x_j^2} + \bar{S}_c - \frac{\partial(\overline{u'_j c'})}{\partial x_j}$$

I II III IV V

I termini dell'equazione rappresentano: (I) la variazione temporale della concentrazione, (II) l'avvezione del composto da parte del campo anemometrico medio,

(III) la diffusione molecolare media, (IV) la creazione o distruzione della grandezza da parte di generici processi e (V) la divergenza del flusso turbolento della quantità. A questo punto vengono messe in campo le assunzioni fisiche fondamentali che consentono le semplificazioni precedenti per la decomposizione di Reynolds e l'equazione di continuità.

Nel primo caso l'ipotesi riguarda la stazionarietà dei moti turbolenti, ossia il fatto che le proprietà statisticamente rilevanti del flusso e le grandezze che caratterizzano il sistema a livello macroscopico siano costanti nel tempo e sia possibile rappresentare l'evoluzione della grandezza turbolenta come sovrapposizione di media e fluttuazione. Ovviamente questa situazione ideale può essere soltanto approssimata in laboratorio, ma diventa inconcepibile oltre che di scarso interesse quando lo scopo dello studio sia l'interazione tra superficie terrestre ed atmosfera. In questo caso è superfluo specificare che le condizioni esterne siano mutevoli temporalmente, basti pensare alla relativa rapidità con cui variano temperatura e pressione atmosferica in funzione ad esempio dell'irraggiamento solare. Un compromesso, il primo dei tanti necessari, ma comunque giustificati, è raggiunto analizzando serie temporali di durata limitata in modo da ottenere la descrizione di un fenomeno turbolento in condizioni di stazionarietà senza venir meno alla richiesta iniziale di ottenere una serie "molto popolosa" di rappresentazioni dello stesso moto turbolento, tale da consentirne una caratterizzazione statisticamente soddisfacente.

Generalmente in micrometeorologia si considerano soddisfacenti la stazionarietà le serie temporali di durata compresa tra pochi minuti e un'ora, assumendo spesso per convenzione trenta minuti come tempo di media. Ovviamente non sempre sono rispettate queste condizioni e molti studiosi criticano comprensibilmente questo approccio (Trevino, 2000) che assume sempre stazionaria l'atmosfera nei suoi bassi strati per periodi prefissati, mentre alcuni studi indicano che l'arco temporale in cui si può effettivamente assumere rispettata questa condizione varia anch'esso in funzione delle forzanti meteorologiche (Lenschow, 1994). Questo è all'origine di significative distorsioni nella stima dei flussi turbolenti in condizioni di non stazionarietà come quelle che possono verificarsi nei momenti di transizione tra condizioni micrometeorologiche differenti, come ad esempio all'alba o al tramonto (Foken, 2004a; Foken, 2006). L'altra assunzione implicita riguarda la possibilità di campionare le

grandezze fisicamente significative con una frequenza sufficientemente alta da coprire tutto lo spettro dei moti turbolenti, che va da frequenze molto elevate fino alle frequenze più basse corrispondenti ai processi la cui durata è dello stesso ordine di grandezza del tempo di media prestabilito. Questa richiesta è quella più facilmente esaudibile dato che gli strumenti attualmente a disposizione consentono di campionare fino a frequenze di 20Hz o anche di 100Hz per gli anemometri ($1\text{Hz} = 1\text{s}^{-1}$), una gamma di frequenze cui corrispondono moti turbolenti di piccolissima scala. Per avere un'idea delle dimensioni possiamo assimilare un vortice di frequenza caratteristica $\nu = 10\text{Hz}$ ad un'onda della stessa frequenza che si propaga con la velocità caratteristica del fenomeno rappresentato. Assumendo un valore tipico della velocità del vento di $\nu = 1\text{ms}^{-1}$, otterremmo come lunghezza di scala $L = \nu \nu^{-1} = 0.1\text{m}$. Vortici di queste dimensioni sono effettivamente molto piccoli e i moti appartenenti a questa gamma spettrale contribuiscono al trasporto turbolento in maniera ridotta rispetto a quelli con frequenze minori.

Sotto queste ipotesi l'equazione di conservazione espressa in forma turbolenta si semplifica notevolmente riducendosi a

$$S_c = \frac{\partial \overline{u_j'c'}}{\partial x_j}$$

poiché si effettuano anche le seguenti assunzioni (Aubinet, 2000a; Baldocchi, 1998):

La superficie e la distribuzione di sostanze e quantità di moto si assumono omogenee orizzontalmente, ipotizzando trascurabili i termini contenenti derivate rispetto alle direzioni orizzontali.

La componente media della velocità verticale è considerata nulla.

La diffusione molecolare viene trascurata perché diversi ordini inferiore rispetto al trasporto turbolento.

Queste ipotesi sono strettamente connesse con la struttura della superficie e costituiscono delle forti semplificazioni della realtà. In ambiente naturale le disomogeneità possono non essere affatto trascurabili, basti pensare al caso delle superficie forestali con copertura e densità estremamente variabile: questo spesso rende

non giustificata la prima ipotesi. In altri casi poi, quando ad esempio la superficie ha una pendenza non trascurabile, la velocità verticale assume valori confrontabili con quella orizzontale e si invalida così la seconda assunzione (Finnigan, 2004; Finnigan, 2003). Delle tre solamente l'ultima risulta ragionevole considerare sempre verificata sulla scala spaziale e temporale considerata.

L'equazione precedente, sotto le ipotesi di stazionarietà, omogeneità orizzontale e subsidenza nulla, consente di ricavare il flusso netto integrando lungo la direzione verticale tra la base del volume in cui sono contenute le sorgenti della grandezza (generalmente il suolo) e la quota di misura;

$$F_C = \overline{w'c'}$$

Questa espressione è alla base del metodo della correlazione turbolenta in quanto consente di stimare il flusso netto di una quantità in uscita da una superficie misurando ad alta frequenza i valori di velocità verticale del vento e di concentrazione della stessa quantità in un punto al di sopra della superficie di scambio e calcolandone la covarianza definita come

$$\overline{w'c'} = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N w'_i c'_i = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (\bar{w} - w_i)(\bar{c} - c_i)$$

ove w'_i , c'_i , w_i e c_i sono le fluttuazioni e i valori istantanei delle due variabili all'istante i -esimo di una serie temporale di N valori.

Numerose interazioni di carattere matematico e fisico vengono considerate per stimare il più correttamente possibile il trasporto turbolento e quindi il flusso verticale netto di una grandezza, ma saranno descritte nella sezione metodologica e in appendice. Nelle pagine successive vogliamo introdurre l'argomento centrale di questa ricerca, ossia la risposta alla domanda: da quale sorgente provengono le particelle d'aria che trasportano la grandezza di cui stiamo misurando il flusso netto e come tale misura può essere influenzata dal posizionamento dei sensori?

1.3 Concetto di area sorgente, o footprint

In inglese, lingua cui facciamo qualche concessione in questa tesi, *footprint* è un sinonimo di *footmark* che significa orma, impronta e può anche assumere il significato di ingombro spaziale. In micrometeorologia e particolarmente nel nostro caso di analisi dei flussi turbolenti il termine viene usato per indicare genericamente l'estensione, principalmente sopravento, della superficie sorgente della grandezza considerata che influenza il sistema di misura (Horst, 1994). L'identificazione della provenienza di un generico composto, sia esso chimicamente attivo o inerte, riguarda un vasto settore di applicazioni, dalla micrometeorologia applicata agli studi ecologici alla determinazione del trasporto degli inquinanti, da scale spaziali ridotte fino a distanze regionali e continentali tipiche della meteorologia sinottica (Holton, 2004). Dal punto di vista della metodologia teorica inoltre richiama in causa questioni della meccanica statistica, del calcolo della probabilità e della fluidodinamica.

La *footprint* è definita come il contributo, relativo al flusso netto o alla concentrazione misurati per una grandezza, da parte di ciascun elemento della superficie che ne costituisca una sorgente (Leclerc, 1990). Per semplicità con il termine sorgente indichiamo qualsiasi elemento in grado sia di emettere sia di assorbire la grandezza esaminata (calore sensibile, vapore acqueo, anidride carbonica o un generico composto o elemento). In termini più formali si ricorre ad una relazione matematica che colleghi il segnale ottenuto dalla strumentazione alla distribuzione spaziale delle sue sorgenti attribuendo un peso a ciascun elemento del dominio (Schmid, 2002), solitamente espressa tramite una equazione integrale del tipo (Pasquill, 1983):

$$\eta(\vec{r}) = \int_{\mathcal{R}} Q_{\eta}(\vec{r} + \vec{r}') f(\vec{r} + \vec{r}') d\vec{r}'$$

dove $\eta(\vec{r})$ è il valore misurato nel punto individuato dal vettore $\vec{r}$, $Q_{\eta}(\vec{r} + \vec{r}')$ è la distribuzione superficiale delle sorgenti e $f(\vec{r}, \vec{r}')$ è la funzione di footprint. L'inversione di questa equazione per ottenere la distribuzione spaziale del "peso" $\eta(\vec{r})$ da associare a ciascuna porzione della superficie non è un'operazione diretta, ma richiede un'estrapolazione che può avvenire per via analitica, per via numerica oppure attraverso trattamenti statistici del problema.

Cronologicamente il problema è stato affrontato prima sfruttando le soluzioni analitiche del problema della diffusione (Schuepp, 1990), procedimento tuttora molto utilizzato per la sua immediatezza e applicabilità. Lo sviluppo rapido delle potenzialità di calcolo e delle relative tecniche di matematica computazionale negli ultimi anni ha consentito l'applicazione di metodologie di tipo probabilistico basate sulle simulazioni lagrangiane stocastiche (Leclerc, 1990; Rännik, 2000) e di tipo più specificamente numerico per la soluzione dei problemi fluidodinamici, noti con l'acronimo di LES per Large Eddy Simulation (Leclerc, 1997). Nelle seguenti pagine saranno descritte le caratteristiche principali dei diversi approcci.

Attualmente la lacuna principale per quanto riguarda la determinazione dell'area sorgente è legata non tanto alla maggiore o minore risoluzione dei diversi modelli, che comunque sono in continua evoluzione, quanto alla loro intrinsecamente problematica verifica sperimentale. La realizzazione di apparati sperimentali in grado di riprodurre in maniera controllata l'effetto di diverse superficie sorgenti su sistemi di misura fissi, richiede complicati e costosi sistemi di emissione di traccianti oppure apposite manipolazione di sistemi naturali (Finnigan, 2004; Foken, 2004b).

Scopo di questa ricerca è stato proprio quello di realizzare questo genere di esperimenti sfruttando le strutture ed i mezzi della Facoltà di Agraria e cercando di riprodurre condizioni naturali il più possibile semplificate.

1.4 Metodi sperimentali e numerici di stima della footprint

1.4.1 Stima sperimentale

La quantificazione del contributo di singole porzioni superficiali al segnale rilevato in un dato punto può essere fatta in due modi: rilasciando un tracciante del quale si sia in grado di misurare la concentrazione o il flusso netto, a patto che si possa controllare e misurare con una data precisione il tasso di emissione e la distribuzione spaziale delle sorgenti. Questa operazione risulta tutt'altro che semplice e costituisce il lato più complesso, oltre che dispendioso, di tali esperimenti. In alternativa si possono usare superficie naturali diverse per la loro capacità di emissione o per la loro forma ed estensione e confrontarle tra loro o con altre di riferimento, ma la difficoltà in questo

caso è nella gestione pratica di un tale esperimento e nell'incertezza sperimentale associata alla stima del segnale corrispondente effettivamente alla sorgente di riferimento, che non risulta facilmente identificabile. Inoltre la manipolazione di aree coperte da vegetazione non risulta economicamente né praticamente vantaggiosa, se si escludono pochi casi come quello del presente lavoro e diventa proibitiva nel caso di superficie forestali per cui si dovrebbe avere la possibilità di modificare a piacimento l'estensione di una copertura arborea.

In ogni caso, nonostante tutte queste difficoltà e limitazioni questi esperimenti costituiscono uno strumento indispensabile per la validazione di tutte le procedure matematiche di calcolo o simulazione dell'area sorgente. In letteratura sono stati effettuati pochi lavori, sia nel caso degli esperimenti con emissione controllata di traccianti gassosi (Leclerc, 2003b; Leclerc, 2003a; Leclerc, 1988), sia nel caso di utilizzo di particolari superficie con estensione o composizione variabile, quindi sfruttando la naturale eterogeneità spaziale (Rännik, 2000; Sogachev, 2004) oppure confrontando sistemi di misura sopra differenti coperture vegetali (Goeckede, 2005; Marcolla, 2005; Neftel, 2007; Soegaard, 2003). In particolare a livello sperimentale non risulta facile realizzare esperimenti in cui sia possibile confrontare un sistema di correlazione turbolenta sopra una superficie di riferimento con un altro sopra una superficie differente per estensione, ma di analoga struttura e composizione. Inoltre lo studio dell'effetto della disposizione verticale degli strumenti sopra la copertura e la relativa dipendenza della footprint richiedono una molteplicità di misurazioni simultanee che generalmente non sono realizzabili per la insufficiente dotazione strumentale. La temporanea disponibilità di diversi dispositivi per tali misure ha effettivamente stimolato la realizzazione degli esperimenti al centro di questo lavoro di ricerca al fine di investigare in maniera particolareggiata ed innovativa la questione della footprint, come riportato nel terzo capitolo.

1.4.2 Stima analitica

Cronologicamente il primo approccio al problema della quantificazione su basi fisiche della footprint è stato quello della soluzione analitica dell'equazione di diffusione verticale di una sostanza chimicamente inerte rilasciata da una linea sorgente al suolo (van Ulden, 1978):

$$u \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{\partial(K \partial C / \partial z)}{\partial z}$$

ove C è la concentrazione alla quota z e si assume trascurabile la diffusione orizzontale. Assumendo profili di velocità del vento e diffusività turbolenta del tipo $u(z) = u_0 z^m$ e $K(z) = K_0 z^m$ la soluzione analitica del problema differenziale precedente è

$$\frac{C}{Q} = \frac{A}{zu} e^{-(Bz/\bar{z})}$$

con Q intensità della sorgente e $\bar{z} = \int_0^\infty z C dz / \int_0^\infty C dz$ è l'altezza media raggiunta da una particella alla distanza x , mentre A e B sono costanti che tengono conto delle condizioni al contorno del problema. Già da queste semplici espressioni di tipo esponenziale è stato possibile ottenere stime del contributo relativo di porzioni superficiali a diverse distanze con una significativa attendibilità, anche se il grosso limite risiede nella mancanza di rappresentatività dell'effetto delle condizioni atmosferiche. In particolare il ruolo della stratificazione termica e della stabilità atmosferica non può essere inserito in modo diretto nelle equazioni, ma solamente tramite fattori di correzione derivati empiricamente. Il vantaggio innegabile di questi modelli è però quello di fornire una stima credibile della footprint con solide basi fisiche e ad un costo computazionalmente irrilevante. Inoltre il modello basilare è stato sviluppato in modo da tenere efficacemente in considerazione le condizioni micrometeorologiche attraverso le misure anemometriche di velocità e quantità di moto del vento ed inserendo anche l'effetto combinato della quota di misura e della struttura della vegetazione (Horst, 1992; Hsieh, 2000; Schuepp, 1990). Ad esempio un modello ricavato dalla soluzione dell'equazione di diffusione come quello proposto da Schuepp è stato ed è tutt'oggi molto utilizzato nella comunità micrometeorologica nonostante alcuni limiti e soprattutto alcune evidenti sovrastime della footprint in particolari condizioni (Marcolla, 2005). Tale espressione analitica si ottiene (Schuepp, 1990) partendo dalla generica soluzione per la concentrazione p in un dato punto di coordinate $(x,z)=(0,z)$ determinata da una linea di emissione di lunghezza ipoteticamente infinita, disposta ortogonalmente alla direzione principale del vento nell'ipotesi di un campo anemometrico uniforme ($U=\text{cost}$):

$$\rho(x, z) = \frac{Q_L}{ku_* x} e^{-Uz/ku_* x}$$

ove Q_L è l'intensità lineare della sorgente, k la costante di von Kàrmàn, u_* la velocità di attrito (v. Appendice), z l'altezza al di sopra del zero plane displacement d (descritta nel terzo capitolo) e U la velocità orizzontale del vento. Assumendo un profilo verticale logaritmico per la $U(z)$ nell'equazione precedente ed integrando su tutte le sorgenti sopravento si ottiene per la concentrazione:

$$C_x(z) = \frac{Q_0}{ku_*} \int_0^x \frac{1}{x} \exp(-U(z-d)/(ku_* x)) dx$$

ove Q_0 è la densità di flusso per unità d'area. Nell'ipotesi della teoria-k che il flusso turbolento sia direttamente proporzionale al gradiente verticale della concentrazione attraverso un coefficiente di diffusività turbolenta, la derivazione dell'espressione precedente consente di ricavare l'analoga relazione per il flusso turbolento eliminando quindi l'integrale:

$$\frac{dC_x(z)}{dz} = -\frac{Q_0}{ku_*(z-d)} \exp(-U(z-d)/(ku_* x))$$

Allo stesso modo derivando rispetto alla direzione longitudinale sopravento l'equazione di partenza, si ottiene il contributo al flusso verticale ad una certa quota z proveniente da una sorgente infinitamente estesa trasversalmente al vento e di lunghezza sopravento unitaria, posta alla distanza x dal sistema di misura:

$$\frac{ku_*(z-d)(d\rho/dz)}{Q_0} = \frac{1}{Q_0} \frac{dQ}{dx} = -\frac{U(z-d)}{u_* k x^2} \exp(-U(z-d)/ku_* x)$$

Questa funzione definisce la footprint monodimensionale, ossia il contributo relativo a una misura di flusso o di concentrazione da parte di sorgenti di superficie unitaria poste alla distanza x sopravento rispetto al punto di misura. L'ulteriore vantaggio di questa forma analitica è che consente di ricavare il picco della curva di footprint come il punto di massimo della funzione precedente dall'annullamento della sua derivata rispetto alla x :

$$x_{\max} = \frac{U}{u_*} \frac{(z-d)}{2k}$$

Questo robusto e diffuso modello di footprint è stato scelto per essere confrontato con i dati sperimentali raccolti e perciò le curve di footprint modellizzate presentate alla fine del terzo capitolo sono state ottenute dalla precedente equazione inserendo i parametri e le variabili, come u_* , U e d specifici del sito poiché ricavati da misurazioni effettuate appositamente per calibrare il modello alla situazione in esame nel modo più accurato possibile.

1.4.3 Simulazioni numeriche

Negli ultimi due decenni la crescente e sempre più agevole disponibilità di risorse di calcolo ha incoraggiato l'introduzione e lo sviluppo di metodologie probabilistiche e numeriche in grado di fornire una rappresentazione più dettagliata dei processi di footprint rispetto alla risoluzione analitica del processo di diffusione. In particolare due tipologie recentemente sviluppate costituiscono una eccellente alternativa alle stime analitiche: le simulazioni lagrangiane stocastiche e le large eddy simulation (LES). Scopo di questo paragrafo è esclusivamente quello di descrivere pregi e difetti di questi metodi che consentono interessanti approfondimenti nella quantificazione dell'area sorgente delle concentrazioni e dei flussi turbolenti, soprattutto in vista di possibili applicazioni delle tecniche micrometeorologiche in condizioni di eterogeneità spaziale come ambienti urbani o forestali con topografia e composizione variabile, oppure in caso di manipolazioni di piccole e frammentate superficie agricole.

Il primo metodo descrive la diffusione di uno scalare attraverso una equazione differenziale stocastica in grado di rappresentare processi diffusivi, come i processi di Langevin a cui si applica la descrizione generale dei processi stocastici noti come processi di Wiener e di Ito (Dobb, 1953): in sostanza si suppone che le variabili che descrivono il processo diffusivo (velocità e posizione della traiettoria di una generica particella d'aria) siano descrivibili con una evoluzione probabilistica in cui valori successivi siano reciprocamente indipendenti se si escludono quelli relativi a due passi adiacenti della catena di simulazione e il cui andamento temporale possa essere

schematizzato come la sovrapposizione di un moto di deriva deterministico su cui si sovrappongono processi casuali nella forma (Vesala, 2008; Voit, 2005):

$$\begin{aligned}dX(t) &= V(t)dt \\dV(t) &= a(X(t), V(t), t)dt + \sqrt{C_0 \varepsilon(X(t), t)}dW(t)\end{aligned}$$

In questo sistema differenziale dinamico $X(t)$ e $V(t)$ sono la posizione e la velocità di una generica particella sottoposta a processo diffusivo, C_0 e ε sono rispettivamente la costante di Kolmogorov e il tasso di dissipazione dell'energia turbolenta. $W(t)$ è invece un processo di Wiener generico. Nella seconda equazione il generico processo è espresso come combinazione lineare di una deriva $a(X(t), V(t), t)dt$ e di un termine che costituisce la variabilità stocastica nella forma generica $\Delta z = \sqrt{\Delta t}$.

In termini pratici anziché risolvere un'equazione matematicamente ben posta, ma povera nella descrizione fisica del processo come nel caso dei modelli analitici, si simulano un numero elevatissimo di processi di diffusione di una singola particella. Si riproduce così un insieme statisticamente denso di N traiettorie ideali ($N \rightarrow \infty$) seguite da una particella emessa da una sorgente localizzata nello spazio ricostruendo il contributo totale di un'area predefinita nel punto di misura. Il notevole vantaggio di questo metodo è nella sua indipendenza dalle condizioni micrometeorologiche e nella sua capacità di descrivere anche situazioni critiche dello strato superficiale atmosferico. Infatti nei metodi analitici è implicita l'assunzione di neutralità e di gaussianità delle statistiche di velocità, entrambe situazioni raramente verificabili in prossimità delle coperture vegetali dove si concentra la maggior parte dei sistemi di misura. D'altro canto questi metodi richiedono come dato in ingresso un profilo delle statistiche della turbolenza che richiede misurazioni anemometriche non facili da implementare. In alternativa queste statistiche si possono solamente descrivere tramite parametrizzazioni dei risultati sperimentali per le tipologie di superficie in esame e disponibili in letteratura. Infine la complessità computazionale e teorica del problema lo rende meno appetibile per una larga diffusione ed in ogni caso inutilizzabile come output diretto della elaborazione dati.

L'altro approccio è invece basato su uno schema di risoluzione numerica delle equazioni di Navier-Stokes per la dinamica dei fluidi che si basa sull'ipotesi che solamente i vortici di dimensioni maggiori (large eddy) siano responsabili del trasporto

turbolento e le risolve su una opportuna griglia spaziale tridimensionale tralasciando di determinare numericamente i processi su scala più piccola (Moeng, 1984). Questo metodo numerico, molto più complesso e dispendioso, ha il vantaggio non trascurabile sulle formulazioni lagrangiane stocastiche di essere indipendente dalla predeterminazione delle statistiche del campo turbolento. Inoltre consente di racchiudere nello schema delle sue equazioni anche una equazione che descriva l'interazione del campo turbolento con gli elementi di rugosità superficiale e quindi di tenere in considerazione anche la struttura geometrica della superficie. In particolar modo questo consente di applicare il metodo LES anche in situazioni di forte eterogeneità spaziale e in ambienti in cui le relazioni di similarità di Monin-Obukhov non siano ben verificate (Mao, 2008): tipico esempio di applicazione sono le canopy forestali e la turbolenza al loro interno o subito al di sopra di esse e situazioni in cui la rugosità superficiale presenta rapide e significative variazioni come in ambienti urbani.

Capitolo II

Materiali e metodi

2.1 Siti sperimentali

Con lo scopo di caratterizzare sperimentalmente e quantitativamente l'influenza dell'area sorgente e della sua estensione spaziale sulle misure puntuali dei flussi turbolenti sono stati individuati ed investigati due siti facenti parte delle infrastrutture sperimentali della Facoltà di Agraria e disponibili per le attività di ricerca. Per le analisi di caratterizzazione verticale della turbolenza è stato utilizzato il sito (Lat. 42°22'30''N Long. 11°55'08''E) dell'azienda agricola di Roccarespanpani, nel comune di Monteromano (VT), già utilizzato dal Laboratorio di Ecologia Forestale nell'ambito del progetto di ricerca CARBOITALY. La scelta è stata principalmente legata alle caratteristiche pressoché ideali della superficie in quanto si tratta di un suolo agricolo con pendenze trascurabili, minori del 5%, in tutte le direzioni e con una buona omogeneità spaziale per distanze superiori ai cento metri. Questo consente di ritenere valide le assunzioni di annullamento dei termini con derivata spaziale e quindi ragionevole anche l'ipotesi di trascurabilità dell'avvezione orizzontale. Inoltre durante il periodo in cui sono state effettuate le misure del profilo verticale della turbolenza, da Dicembre 2007 a Marzo 2008, la copertura vegetale di colza (*Brassica napus oleifera*) non ha subito modificazioni significative, soprattutto in prossimità delle installazioni strumentali, rimanendo confinata ad una altezza massima di quindici centimetri.

Il sito utilizzato per le misure con manipolazione della sorgente e con emissione artificiale di gas è stato individuato all'interno dell'Azienda Didattico-Sperimentale (DS) "Nello Lupori" dell'Università degli Studi della Tuscia per la disponibilità di

personale tecnico e macchinari in grado di gestire il trattamento della copertura vegetale necessario all'esperimento e descritto in seguito. Anche in questo caso le misure sono state effettuate sopra un terreno pianeggiante e l'unico aspetto negativo è costituito dalla limitata estensione spaziale della copertura vegetale in esame, confinata questa volta ad un raggio di circa cinquanta metri. In ogni caso le superficie adiacenti non presentano particolari difformità topografiche e di rugosità, se si eccettua una parcella forestale poco distante e disposta comunque in una posizione defilata rispetto alla direzione principale del vento. La superficie è stata preventivamente seminata con avena (*Avena sativa*) nell'autunno 2007 per poter contare su una canopy vegetale piuttosto densa, ben sviluppata in altezza e in grado di garantire un assorbimento significativo di anidride carbonica nel periodo primaverile successivo al primo esperimento a Roccarespampani.

In questo modo è stata resa disponibile un'area sorgente di concentrazione e flussi soprattutto di anidride carbonica, ma anche di vapore acqueo e di calore sensibile, che rispondesse in maniera soddisfacente alle richieste teoriche della metodologia di misura dei flussi e allo stesso tempo si lasciasse manipolare facilmente nella sua estensione con tagli rapidi e selettivi di porzioni specifiche.

2.2 *Apparati sperimentali*

In questo paragrafo sono descritti gli assetti sperimentali implementati nei tre diversi esperimenti seguendo la successione cronologica con cui sono stati effettuati.

2.2.1 Profilo verticale di sistemi di correlazione turbolenta

Nel sito agricolo di Roccarespampani è stato allestito un profilo con più sistemi di correlazione turbolenta dislocati verticalmente sopra lo stesso punto. In funzione della disponibilità di strumenti si è passati da un minimo di tre fino ad un massimo di cinque punti di misura anemometrici e quattro completi di analizzatori di concentrazione. Questo ha consentito di caratterizzare con almeno tre punti la dipendenza del flusso misurato dalla quota di misura per rispondere alla prima domanda di questa indagine, ossia quanto vicino alla copertura possono essere effettuate misure

di flusso turbolento senza introdurre eccessive distorsioni e rumori nella stima sperimentale dovuti all'interazione con gli elementi di rugosità.

La teoria della turbolenza non pone limiti inferiori alla distanza dei sistemi di misura del flusso turbolento da oggetti che siano o meno sorgenti del flusso, se si esclude lo spessore dello strato di confine interno (Monin, 1975) che comunque risulta generalmente trascurabile. Effettivamente ci si aspetta una distorsione spettrale nel senso di una perdita di parte del segnale per l'incapacità di campionare i moti turbolenti di scala maggiore, ma esistono relazioni ormai ben collaudate che consentono di correggere questo effetto (Kristensen, 1997).

I sistemi di correlazione turbolenta utilizzati sono costituiti da due modelli di anemometri ultrasonici dello stesso produttore: GILL R3-50 e GILL Wind Master (GILL, Instruments, LTD.). Per la concentrazione gassosa di CO₂/H₂O sono stati invece disponibili strumenti di identica fattura: tre (o temporaneamente quattro) analizzatori di gas nell'infrarosso (IRGA) LI-7500 della Licor Biosciences (LICOR Biosciences, Inc). Sebbene gli anemometri potessero campionare le tre componenti della velocità del vento e la temperatura sonica fino a 50Hz nel caso degli R3-50 o fino a 32Hz nel caso del Wind Master, il limite massimo della risposta in frequenza degli analizzatori di 20Hz è stato utilizzato per tutti gli strumenti al fine di non indurre asincronia nelle serie temporali e possibili errori nelle procedure di calcolo necessarie per giungere alla stima della covarianza e del flusso turbolento. I dati provenienti da un'unica stringa inviata dall'anemometro e contenente le risposte di entrambi gli strumenti sono stati registrati in files consecutivi di 30 minuti attraverso un apposito calcolatore compatto.

Le quote di misura sono state scelte di 0.3m, 0.7m e 2.0m dal suolo e vi si è posto il centro del cammino sonico dell'anemometro e ottico dell'analizzatore. In questo modo si sono seguite le indicazioni da letteratura (Aubinet, 2000a) di un andamento verticale delle misure micrometeorologiche più denso in basso per meglio descrivere le proprietà turbolente in prossimità della superficie di scambio. Un quarto punto è stato successivamente aggiunto alla quota intermedia per confrontare la risposta di due sistemi realizzati con differenti strumenti dalle specifiche simili e per mettere alla prova il modello di recente produzione GILL Wind Master nelle misure di correlazione turbolenta utilizzandolo parallelamente ad un sistema composto con un anemometro universalmente riconosciuto affidabile come il GILL R3-50.

Tabella 2.1– Caratteristiche dei tre sistemi per misure E.C. utilizzati

Sistema di misura	Caratteristiche
Tipo analizzatore CO ₂ /H ₂ O	Analizzatore di gas nel'infrarosso a cammino aperto: Licor 7500
Anemometro	anemometro ultrasonico 3D: Gill R3
Frequenza di acquisizione	20Hz
Lunghezza del cammino sonico	0.14m
Lunghezza del cammino ottico	0.17m
Altezze delle misure dal suolo	2.0m, 0.75m e 0.34m
Tipo copertura vegetale	colza (<i>Brassica napus oleifera</i>) di altezza media 0.15m

**Figura 2.1– Fotografia del profilo verticale di correlazione turbolenta nel sito di Roccarespampani**

Oltre alle misure basilari per la stima dei flussi di calore sensibile, latente, di vapore acqueo ed anidride carbonica, sono state effettuate misure di temperatura dell'aria e del suolo, radiazione netta e pressione atmosferica. Queste misure sono state effettuate con una risoluzione temporale molto minore in quanto non necessarie nelle equazioni per la stima della correlazione turbolenta che invece necessitano dei dati ad

alta frequenza. I valori sono stati registrati su un apposito datalogger CR10X (Campbell Scientific, LTD).

2.2.2 Sistemi di correlazione turbolenta su copertura manipolata

Nel sito dell'azienda DS sono state effettuate misure di correlazione turbolenta sfruttando tre sistemi composti identicamente: un anemometro GILL R3-50 ed un analizzatore LICOR LI-7500 in quanto le misure effettuate preventivamente a Roccarespampani hanno evidenziato una non completa affidabilità dell'anemometro Wind Master che introduce una significativa distorsione campionando a frequenze superiori a 1Hz. Le cause di questa incertezza di origine strumentale sono ancora in corso di analisi in collaborazione con i produttori e perciò è stata scartata la possibilità di utilizzare un quarto sistema. Sopra la copertura di avena, a partire dal mese di Aprile 2008 sono stati installati tre sistemi, uno alla quota di 2.35m sopra il suolo approssimativamente al centro della metà rivolta a Nord dell'appezzamento. Gli altri due sistemi sono stati posizionati alle quote di 1.40m e 2.35m nell'altra porzione del campo simmetricamente al primo rispetto al centro della parcella. Per chiarezza è di seguito riportato uno schema semplificato.

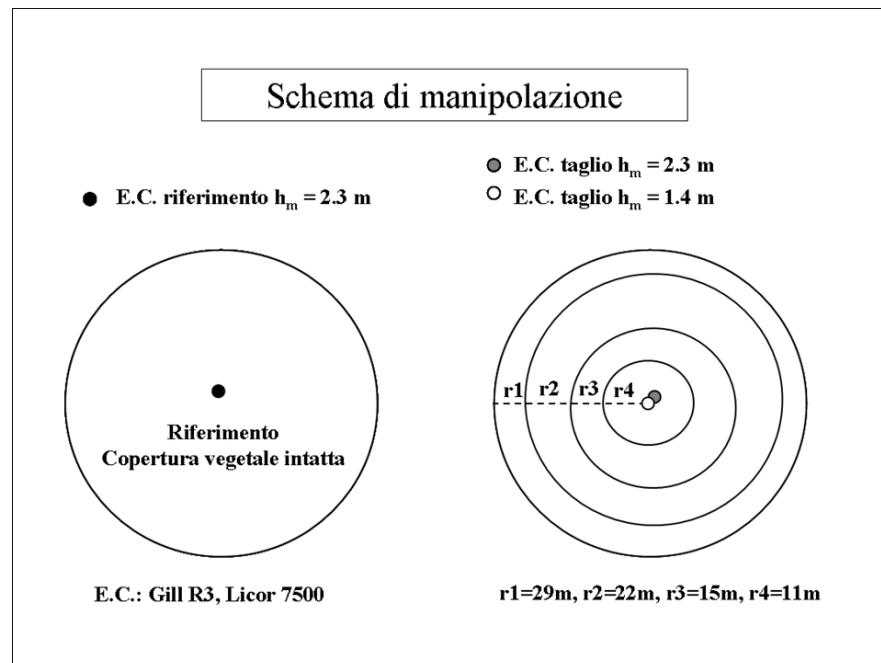


Figura 2.2 - Descrizione dello schema di campionamento utilizzato nell'esperimento di manipolazione.

Il posizionamento verticale dei sensori è stato determinato in funzione dell'altezza dalla copertura vegetale ($h=1.03\text{m}+0.02\text{m}$) che al momento dell'installazione aveva raggiunto una fase di piena maturazione. Si è considerata comunque una distanza minima dagli elementi di quattro volte la lunghezza del cammino dell'anemometro sonico per ridurre la perdita spettrale alle alte frequenze (Kristensen, 1997). In questo modo si sono ottenute due stime del flusso turbolento a diverse quote e un'altra di riferimento, con la quota di misura maggiore ad una distanza dalla copertura né troppo ridotta per le perdite spettrali, né troppo elevata da estendere l'area sorgente ben oltre i confini del campo studiato. Dopo una prima fase di assestamento degli apparati strumentali, sono stati effettuati tagli che hanno inizialmente lasciato due superficie circolari di avena, raggio $R=29\text{m}$, centrate nei due punti di misura. Per ragioni di spazio disponibile abbiamo dovuto assumere che all'interno di questa estensione spaziale fosse contenuta la maggior parte delle sorgenti del flusso considerato. Successivamente sono stati effettuati tagli delle corone circolari esterne di uno soltanto dei due cerchi, in modo da lasciare una superficie inalterata e da ridurre progressivamente l'estensione dell'altra. Questo è stato fatto per confrontare l'andamento dei flussi misurati sopra una copertura a superficie variabile mantenendo sempre un valore di riferimento rispetto a cui valutare le eventuali differenze nelle misure legate all'estensione dell'area sorgente.

Tabella 2.2 – Sequenza temporale dei tagli

Giorno Giuliano	Raggio superficie tagliata	Raggio di controllo
131-139	29m	29m
139-149	22m	29m
149-156	15m	29m
156-163	11m	29m

Misure aggiuntive di pressione atmosferica, temperatura dell'aria, radiazione globale e fotosinteticamente attiva sono state effettuate per fornire grandezze aggiuntive utili nell'analisi dati. Le frequenze e i sistemi di acquisizione dei diversi sensori sono stati mantenuti invariati rispetto all'esperimento di Roccarespanpani. L'unica differenza è stata nella lunghezza dei singoli files che in questo caso è stata ridotta a venti minuti anziché trenta per avere un numero maggiore di dati senza comunque rischiare di contravvenire eccessivamente all'ipotesi di rappresentatività statistica.

Terminato l'esperimento di manipolazione sono state effettuate misure delle statistiche turbolente con due profili verticali di soli anemometri ultrasonici, disposti prima sopra la copertura vegetale intonsa e poi sopra la parte tagliata. Queste misure sono importanti perché consentono di ricavare informazioni qualitative e soprattutto quantitative sulle caratteristiche micrometeorologicamente rilevanti del sito. In particolare per l'analisi della footprint sono fondamentali i parametri aerodinamici di lunghezza di rugosità e zero plane displacement ed il profilo di velocità orizzontale del vento perché vengono inseriti direttamente nell'equazione della footprint. Con queste misure è stato possibile utilizzare i parametri stimati per lo specifico sito mentre molto spesso, non essendo disponibili queste misure aggiuntive, vengono utilizzate stime generiche per tipologia superficiale reperibili in letteratura. Inoltre le statistiche turbolente ottenute (valori medi, varianze e momenti del terzo ordine delle componenti di velocità del vento) consentiranno l'applicazione delle simulazioni lagrangiane per la stima numerica della footprint.

2.2.3 Profilo verticale con sistema di emissione artificiale di CO₂

Una volta terminate le operazioni dell'esperimento di manipolazione ed eliminata la vegetazione residua dal plot di controllo è stata effettuato un terzo esperimento consistente nel misurare la risposta in flusso e concentrazione di anidride carbonica all'emissione controllata di una grande quantità dello stesso gas da una linea disposta trasversalmente alla direzione principale del vento e a distanze variabili. Allo scopo è stato approntato un nuovo profilo di misure turbolente con gli stessi strumenti (Licor LI-7500 e Gill R3-50) dell'esperimento di manipolazione ai quali è stato aggiunto un quarto sistema identico reso nel frattempo disponibile dallo smantellamento di una stazione di misura all'estero. Quest'ultimo è stato posizionato sopravento alla linea di emissione e il più lontano possibile sempre rimanendo sopra la stessa superficie, con lo scopo di fornire un punto di riferimento con cui confrontare i risultati delle misure nel sistema sottovento. L'obiettivo è stato quello di valutare sperimentalmente in un secondo modo la dipendenza dei flussi turbolenti dalla distanza degli elementi sorgente e dalla quota di misura. Considerando che in questo caso la vegetazione era alta pochi centimetri, le misure sono state effettuate a 0.8m, 1.75m e 2.45m nel profilo sottovento e a 1.75m nel punto di riferimento sopravento.

Al fine di garantire un numero statisticamente significativo di stime di flusso e concentrazione in condizioni atmosferiche e micrometeorologiche confrontabili e valide i dati sono stati registrati in blocchi di durata ridotta, dai tre ai cinque minuti, e ripetuti circa dieci volte per ciascuna posizione della linea di emissione. In questo caso si è forzata la durata dei files a valori molto piccoli rischiando di compromettere l'assunzione di stazionarietà, ma non era possibile altrimenti raccogliere un numero sufficiente di dati in condizioni micrometeorologicamente simili.

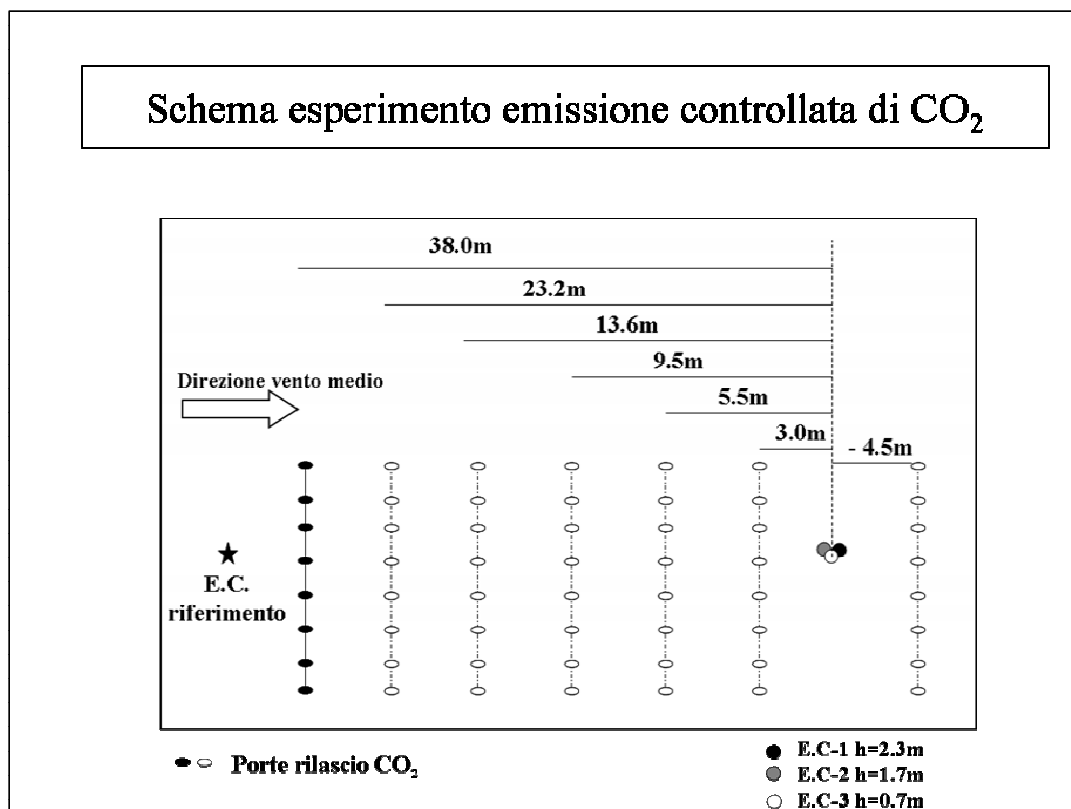


Figura 2.3 - Descrizione dello schema di campionamento dell'esperimento di emissione controllata di CO₂

Le misure sono state inoltre concentrate nella mattina e nel primo pomeriggio di giornate senza pioggia e con venti moderati per aumentare la probabilità di effettuare le misure in condizioni di neutralità o instabilità moderata. A rigor di teoria solamente condizioni di stabilità neutra garantiscono una buona efficacia del metodo della correlazione turbolenta, ma queste sono raramente verificate per più di una o due ore consecutive. Così sono state comunque evitate le condizioni peggiori di stabilità

accentuata che provocano grossi e non ben quantificabili problemi alle analisi di correlazioni turbolente e soprattutto estendono sensibilmente l'area sorgente dei flussi.

2.3 Elaborazione dei dati

I dati ad alta frequenza della coppia anemometro e analizzatore, registrati su un computer grazie ad un apposito programma di acquisizione sviluppato da ricercatori del Laboratorio di Ecologia Forestale, sono stati periodicamente prelevati ed in seguito elaborati sui calcolatori del laboratorio. Per arrivare alla stima dei flussi turbolenti e di altre grandezze è stato realizzato dallo stesso laboratorio un codice in linguaggio Fortran 90 in grado di eseguire un elevato numero di operazioni e correzioni che tengono conto dei più recenti sviluppi nella teoria micrometeorologica e recepiscono le indicazioni della comunità. In effetti non esiste un unico ed invariabile blocco di operazioni prestabilite da applicare ai dati grezzi e il programma di elaborazione consente di selezionare le opzioni considerate più appropriate. Senza entrare nel dettaglio delle singole operazioni riportiamo una breve descrizione delle principali scelte effettuate.

Le serie temporali sono state mediate eseguendo la decomposizione di Reynolds sul blocco originale di dati (in inglese block-averaging), scartando le possibili alternative della media mobile e dell'interpolazione lineare. Questi ultimi due metodi consentono forse di rappresentare meglio l'evoluzione dei processi in condizioni di non stazionarietà (Rännik, 1999) ma presentano limitazioni teoriche dovute al fatto che non rispettano le condizioni di Reynolds e richiedono correzioni empiriche particolareggiate a livello spettrale. Anche il block-averaging presenta comunque problemi di fondo teorici recentemente individuati (Trevino, 2006), ma risulta comunque una procedura robusta ed affidabile.

Le trasformazioni di coordinate necessarie per risolvere l'inevitabile inclinazione e oscillazione degli anemometri sono di due tipi (Wilczak, 2001): o si procede ruotando il sistema fino ad annullare la componente laterale e verticale della velocità e allineando un asse del nuovo sistema con la direzione media del vento in ciascun blocco di dati, oppure sulla base di un insieme significativo di dati (almeno un mese) si individua un piano di riferimento che rappresenta il miglior estimatore del

corretto orientamento dell'anemometro per il sito prescelto e lo si utilizza poi per correggere tutti i dati semiorari. Nel primo caso si parla di rotazioni 2D o 3D, mentre nel secondo si usa il termine *planar-fit*. In questo lavoro sono state applicate solamente rotazioni 2D perché i dati a disposizione non sono sufficienti per stimare correttamente il piano di riferimento e sono comunque ritenute efficaci in siti pianeggianti (Aubinet, 2000a).

Per quanto riguarda lo sfasamento temporale dei segnali di anemometro ed analizzatore (in inglese time-lag), non essendoci il problema del trasporto del campione come con gli analizzatori a cammino chiuso, è stato impostato un valore costante corrispondente al ritardo elettronico nella trasmissione della risposta da parte dell'analizzatore di concentrazione.

L'altra correzione significativa è quella nota come “termine WPL”, dove la sigla indica i nomi degli studiosi Webb, Pearman e Leuning che per primi l'hanno proposta (Webb, 1980). Questa tiene conto di un effetto che si può sinteticamente interpretare come un trasporto turbolento aggiuntivo legato alle fluttuazioni della densità dell'aria. Una sorta di velocità verticale “occulta” (van Dijk, 2004) della quale bisogna assolutamente tenere conto. Tale correzione (v. Appendice) provoca variazioni molto significative nei sistemi comprendenti analizzatori a cammino aperto che forniscono una risposta in termini di densità di CO₂ e H₂O, ma risulta non trascurabile anche nei sistemi a cammino chiuso a meno che la risposta non sia fornita in termini di rapporto di mescolanza (Ibrom, 2007). Quest'ultima grandezza infatti non risente delle fluttuazioni di densità essendo il rapporto tra concentrazione della sostanza e concentrazione di aria secca.

Oltre alle analisi tipicamente micrometeorologiche informazioni molto interessanti sono state ricavate dall'analisi spettrale. Attraverso le trasformate di Fourier (v. Appendice) è possibile ottenere una rappresentazione in frequenza del fenomeno originariamente registrato nella sua evoluzione temporale. La teoria prevede che qualsiasi funzione matematica continua e regolare possa essere rappresentata come una composizione di funzioni trigonometriche e periodiche, ossia seni e coseni, aventi come argomento frequenze multipli interi della frequenza fondamentale. L'analisi di Fourier, detta anche analisi armonica, è nata dallo studio delle funzioni periodiche ed è stata poi estesa con ancora maggiore interesse applicativo allo studio delle funzioni non

periodiche per il trattamento dei segnali. Nel nostro caso particolare consente di rappresentare una serie temporale come una combinazione lineare di coefficienti, ciascuno funzione di una diversa frequenza (Wilks, 2006). Questo ci permette di individuare e quantificare il contributo di moti che avvengono con differente frequenza e velocità, quindi corrispondenti a diversi vortici che compongono la dinamica complessiva.

Capitolo III

Risultati

In questo capitolo sono riportati i risultati dei tre differenti esperimenti a partire da quello dei profili di turbolenza sul suolo agricolo di Roccarespampani, poi della manipolazione della superficie sorgente con i relativi profili anemometrici ed infine i risultati ottenuti dall'emissione controllata di anidride carbonica.

3.1 Profilo verticale di flussi turbolenti in condizioni naturali

Per prima cosa è stato esaminato l'andamento del campo anemometrico con la quota per verificare se le previsioni teoriche di un profilo logaritmico della velocità media orizzontale in funzione dell'altezza (Kaimal, 1994) venissero confermate, soprattutto nel caso delle misure più vicine al suolo. In figura sono riportati i risultati sperimentali come medie dei valori della velocità orizzontale misurata nei tre livelli e normalizzata con la velocità di attrito nel punto più elevato. I valori sono stati ottenuti considerando i dati raccolti in condizioni di neutralità atmosferica, ossia $-0.03 < Z/L \leq 0.01$ (v. Appendice).

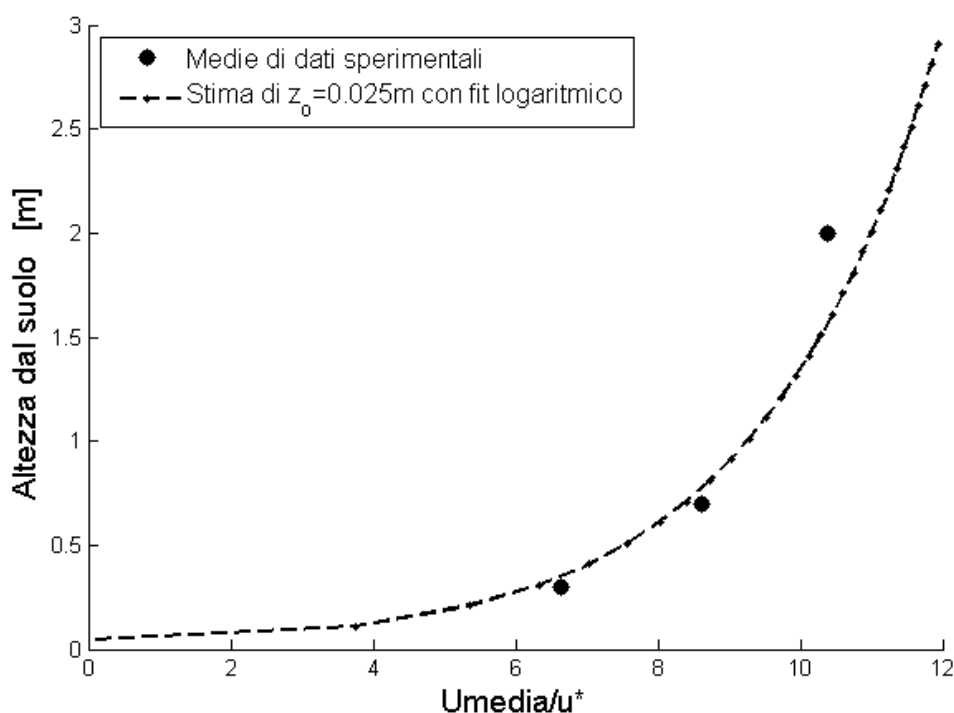


Figura 3.1 - Profilo verticale della velocità orizzontale media del vento sopra il suolo di Roccarespampani coltivato ad avena e relativo fit logaritmico.

Dal grafico si può osservare come anche le misure effettuate in prossimità della superficie non si discostino molto da un andamento logaritmico del profilo di velocità del vento. Con estrapolazione non lineare è stato stimato il parametro di lunghezza di rugosità $z_0 = 0.025m + 0.0012m$ utilizzando l'equazione

$$\overline{U}(z) = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)$$

Una volta verificata l'attendibilità del profilo nelle misure della velocità media, sono state analizzate le grandezze turbolente a diverse quote e per prima cosa sono state esaminate le correlazioni tra le stime dei diversi flussi turbolenti, ossia quello di calore sensibile, quello di calore latente e quello di anidride carbonica, ottenuti dagli strumenti posizionati a diverse quote.

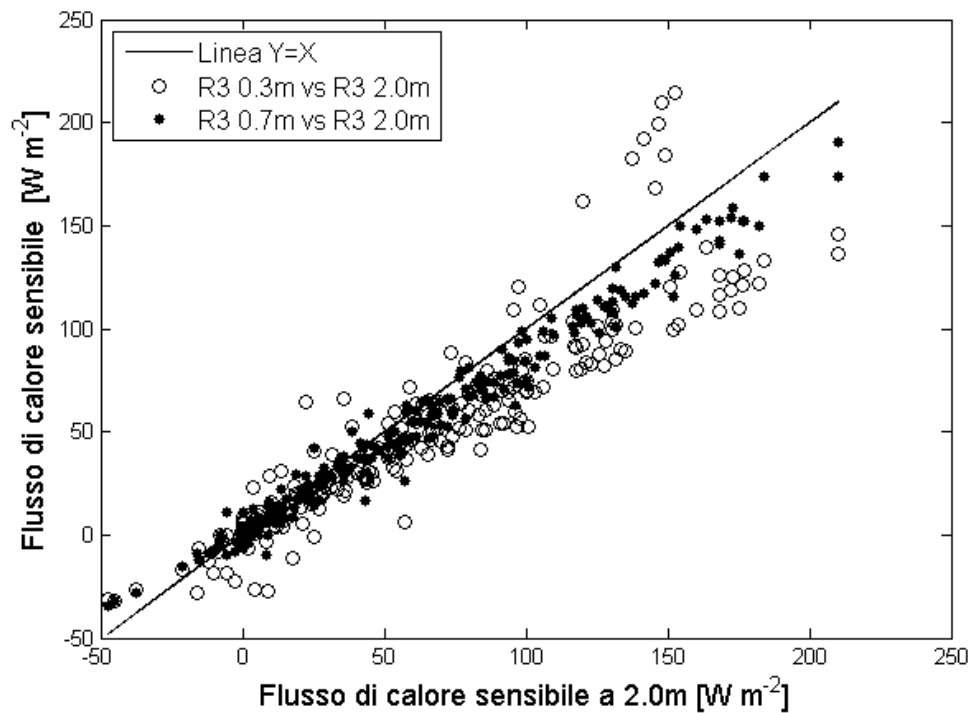


Figura 3.2 - Correlazione tra il flusso turbolento di calore sensibile misurato a 0.3m e 0.7m e quello misurato a 2.0m

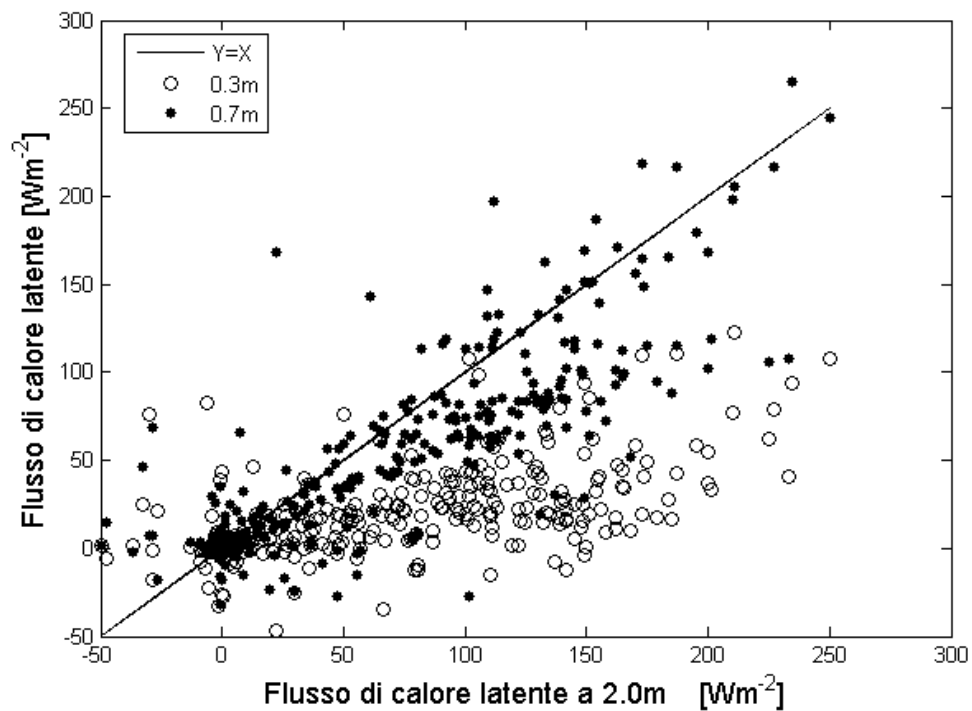


Figura 3.3 - Correlazione tra il flusso turbolento di calore latente misurato a 0.3m e 0.7m e quello misurato a 2.0m

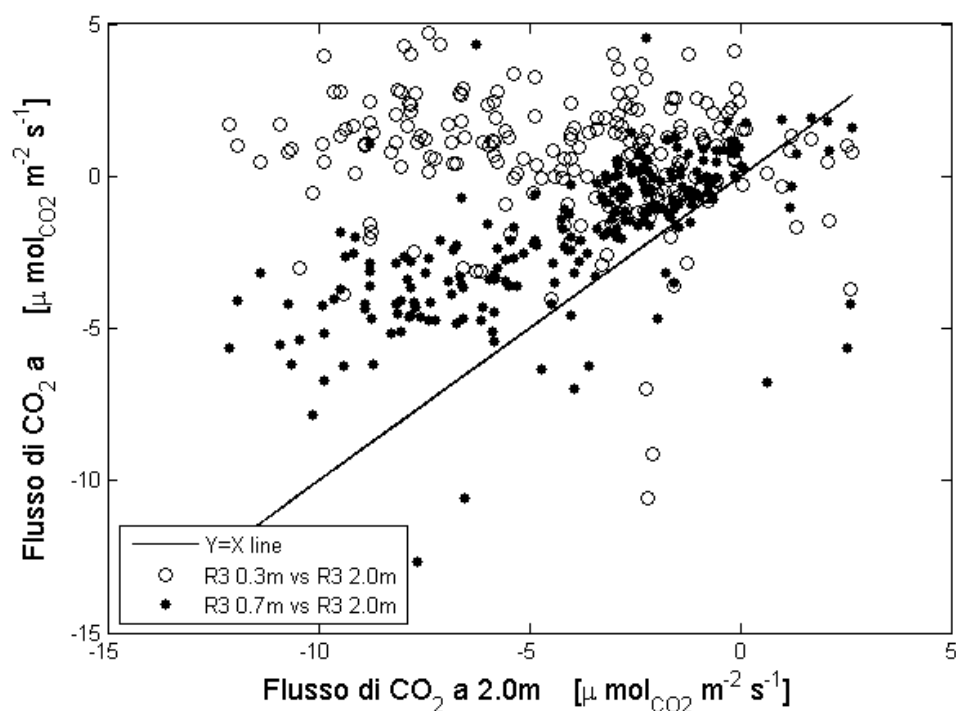


Figura 3.4 - Correlazione tra il flusso turbolento di anidride carbonica misurato a 0.3m e 0.7m e quello misurato a 2.0m

Dall'analisi della correlazione tra le misure dei flussi turbolenti alle due quote più basse e quella più alta, che solitamente viene ritenuta già attendibile per le misure di correlazione turbolenta, sono emerse indicazioni preliminari significative. In particolare va evidenziato il fatto che la stima ottenuta abbassando la quota di misura presenta una riduzione sistematica man mano che ci si avvicina al suolo, sempre assumendo implicitamente che alla quota di due metri non si introducano altre distorsioni significative, ma soprattutto questo ipotetico peggioramento non si manifesta allo stesso modo per i tre tipi di flusso turbolento considerato. In particolare si può notare dal grafico come la stima del flusso di calore sensibile risulti molto meno variabile con la quota rispetto a quelle degli altri due flussi. Qualitativamente la riduzione non sembra inoltre differire molto tra le due successive quote di misura, mentre il peggioramento diventa drammatico avvicinandosi al suolo per i flussi turbolenti di calore latente e di anidride carbonica.

Tabella 3.1 - Parametri statistici delle regressioni tra le stime dei flussi turbolenti a 0.3m e 0.7m con quella a 2.3m
0.7m Vs 2.3m 0.3m Vs 2.3m

Flussi di calore sensibile		
Coefficiente angolare	0.86	0.80
R²	0.98	0.83
Flussi di calore latente		
Coefficiente angolare	0.57	0.17
R²	0.90	0.29
Flussi di CO₂		
Coefficiente angolare	0.48	-0.090
R²	0.66	-0.014

In sintesi la prima indicazione emersa da questa analisi è stata che ad una quota più bassa, ma ancora intermedia come quella di settanta centimetri dal suolo, le misure dei flussi turbolenti mantengono una discreta corrispondenza con misure ottenute a quote più elevate anche se si evidenzia una sistematica sottostima. Invece a quote estremamente ridotte la misura diviene poco attendibile per i flussi di CO₂ e calore latente ricavato dal vapore acqueo, mentre sembra mantenersi coerente per flussi di calore sensibile. Le possibili cause di questa riduzione sistematica sono due, entrambe compatibili e ipotizzabili teoricamente, ma di difficile stima diretta. Potrebbe trattarsi sia di una riduzione spettrale dovuta al posizionamento eccessivamente vicino al suolo dei sensori, sia al fatto che alle tre differenti altezze la footprint dei sensori risulta tanto diversa da produrre risposte contrastanti in ciascun sistema di misura. L'altra cosa da sottolineare è che le misure più affette da queste problematiche sono quelle che dipendono direttamente dalle misure di concentrazione ottenute con gli analizzatori, oltre che da quelle del solo anemometro come invece nel caso del flusso di calore sensibile. Questo suggerisce che un ruolo non trascurabile potrebbe essere giocato dalla separazione spaziale dei sensori e dalla dimensione degli stessi. In particolare a livello spettrale potrebbero esserci forti distorsioni a piccole distanze dalla superficie dovute al fatto che queste ultime diventano confrontabili con le dimensioni stesse degli strumenti e con la loro inevitabile separazione spaziale. Per rispondere a questa prima domanda cercando di distinguere l'effetto eventuale della footprint da quello della perdita

spettrale, sono stati studiati con l'analisi armonica i segnali relativi ai diversi flussi alle tre altezze e nei grafici seguenti sono riportati i corrispondenti cospettri.

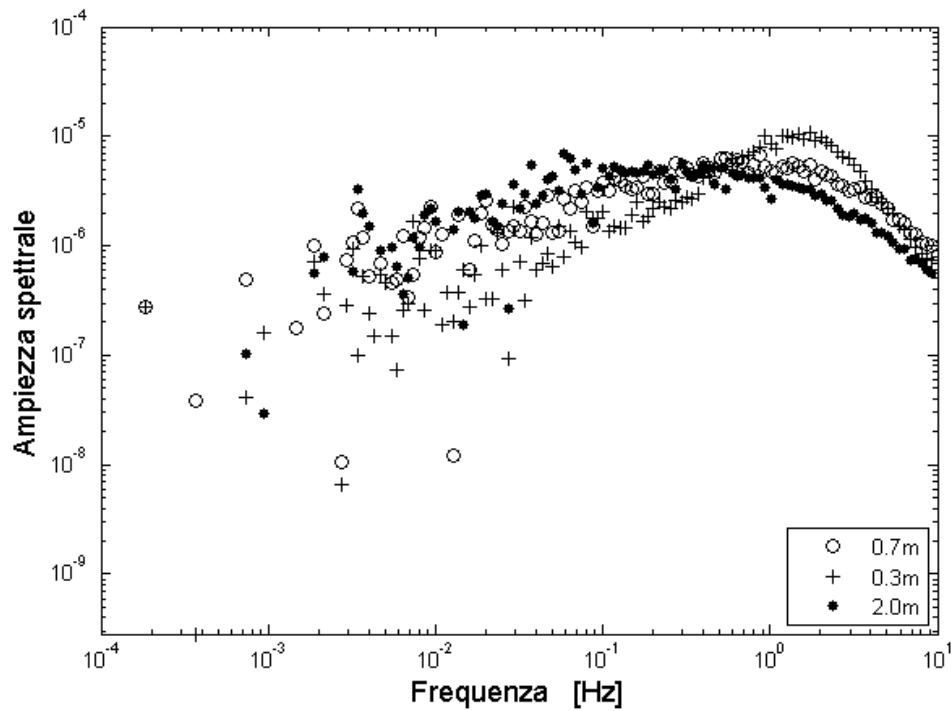


Figura 3.5 - Cospettri della velocità verticale del vento e della temperatura sonica per i tre sistemi di misura alle quote di 0.3m, 0.7m e 2.0m

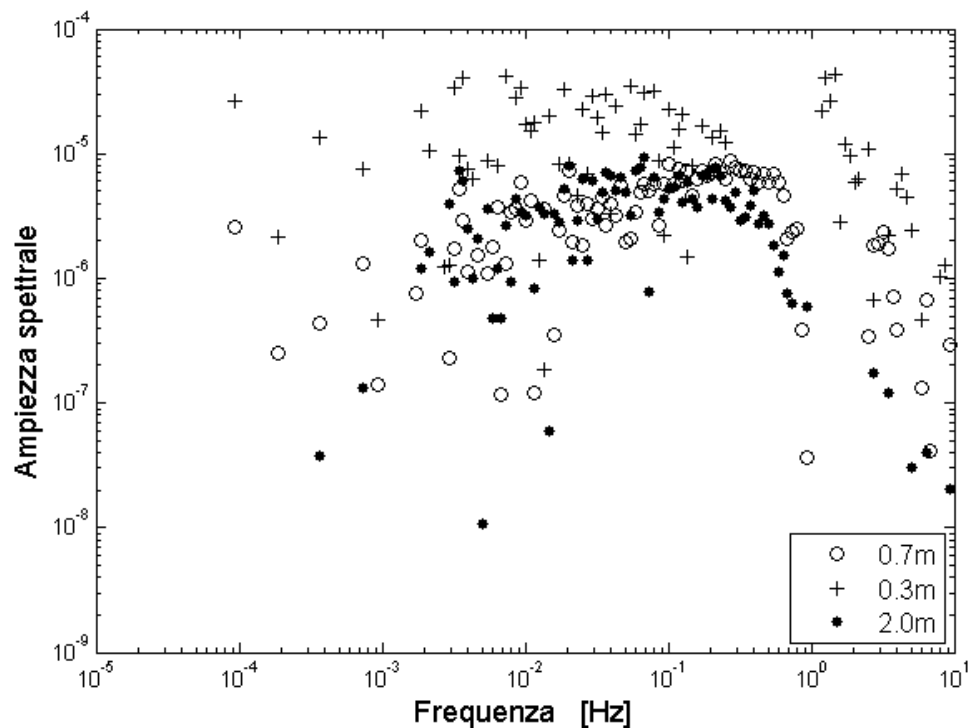


Figura 3.6 - Cospettri della velocità verticale del vento e della concentrazione di H₂O per i tre sistemi di misura alle quote di 0.3m, 0.7m e 2.0m

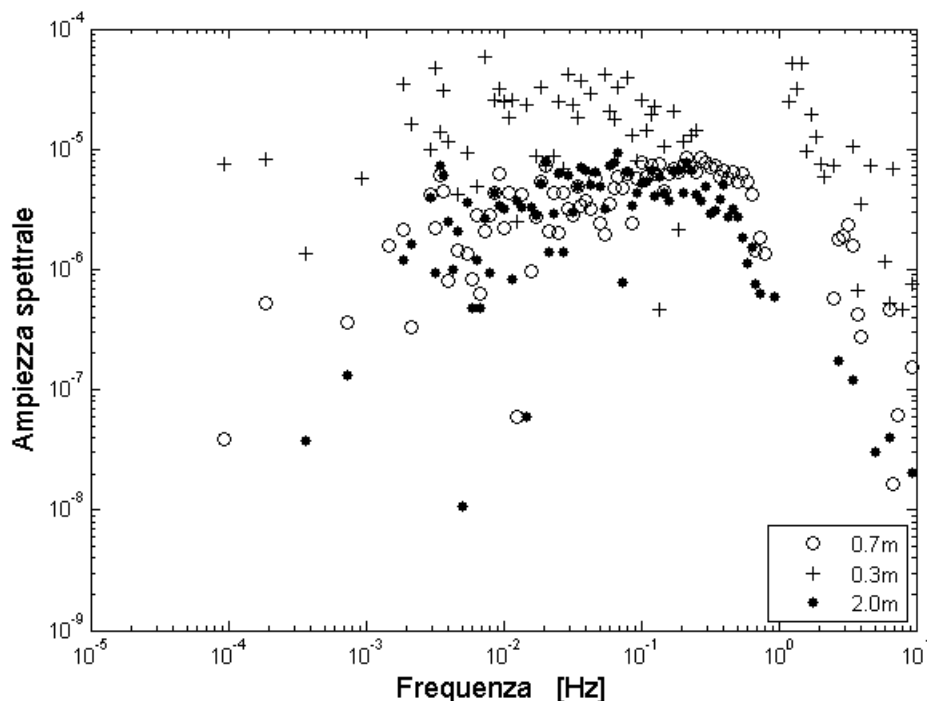


Figura 3.7 - Cospettri della velocità verticale del vento e della concentrazione di CO₂ per i tre sistemi di misura alle quote di 0.3m, 0.7m e 2.0m

I grafici che riportano le ampiezze spettrali sono stati ottenuti nel seguente modo: alle serie temporali di partenza è stato applicato una funzione di filtro nota come filtro di Hanning, consistente nel moltiplicare i singoli valori per una opportuna funzione della frequenza in modo da attribuire un peso più sostanzioso ai valori della parte centrale dello spettro di frequenze (Fratini, 2006; Manca, 2003). Successivamente è stata applicata la trasformata discreta di Fourier alle serie temporali e i coefficienti della trasformata sono stati mediati su intervalli di frequenza costruiti appositamente con una ampiezza crescente esponenzialmente. Questo è stato fatto per consentire una rappresentazione grafica più chiara nella scala bilogarithmica che generalmente si utilizza in questo tipo di analisi (Sozzi, 2002; Stull, 1988), visto che il numero originale di punti sarebbe di parecchie decine di migliaia. Per ottenere una descrizione esauriente del comportamento spettrale dei moti turbolenti sono infatti stati selezionati i dati

raccolti in quattro ore consecutive in condizioni di neutralità, dalle ore 09:00 alle 13:00 del giorno giuliano 92. Così facendo si è ottenuta una rappresentazione su una più vasta gamma di frequenze, ma lavorando con una serie temporale di 288.000 valori numerici ($N = f * T = 20\text{Hz} * 3600\text{s}h^{-1} * 4h$) dove N è la frequenza di campionamento degli strumenti e T la durata della serie sottoposta ad analisi armonica. Il fatto che nei grafici sia rappresentata la frequenza massima di 10Hz è dovuto alla necessità di utilizzare almeno due valori per rappresentare una serie attraverso la decomposizione di Fourier e questo limita sempre le analisi ad una frequenza massima, detta *frequenza di Nyquist*, pari alla metà della frequenza di campionamento degli strumenti.

In ciascun grafico sono riportati per le tre altezze i cospettri della covarianza tra velocità verticale e, nell'ordine, temperatura sonica, concentrazione di acqua e concentrazione di anidride carbonica per caratterizzare a livello spettrale rispettivamente il flusso di calore sensibile, di calore latente e quello di anidride carbonica. Partendo dall'analisi del cospettro della temperatura sonica si può evidenziare innanzitutto la regolarità e la corrispondenza con quanto previsto dalla teoria (Kolmogorov, 1941; Monin, 1975). Principalmente si nota il massimo del contributo spettrale per moti di frequenza caratteristica intermedia e la successiva diminuzione esponenziale, lineare nella scala logaritmica, nota come *cascata energetica*: l'energia del segnale, che in questo caso è la porzione di covarianza associata ad ogni frequenza, viene trasferita ai vortici di dimensione minore e frequenza maggiore che sono responsabili principalmente della dissipazione di quantità di moto e meno del trasporto turbolento. Anche in questo caso si nota però una sostanziale differenza tra il punto di misura più vicino al suolo e quelli più elevati: in particolare un significativo picco di energia spettrale a frequenze comprese tra 0.7Hz e 3Hz nel punto più basso. Questo diventa ancora più evidente se si osserva come a tutti i valori di bassa frequenza nel cospettro a 0.3m siano associate minori energie spettrali, con un complessivo spostamento verso le alte frequenze del segnale. In situazioni del genere diventa problematica la misurazione con le attuali disponibilità strumentali in quanto la parte principale del segnale turbolento si andrebbe a trovare nella banda terminale della gamma di frequenze dei rivelatori ed il rischio di un campionamento inadeguato aumenta considerevolmente. Inoltre il fatto che la maggior parte del trasporto sia associata a vortici di piccolissima dimensione rende critica l'applicabilità dello stesso

metodo della correlazione turbolenta in quanto potrebbe non essere rispettata l'ipotesi di Taylor, detta anche della turbolenza congelata (Stull, 1988): questa assume che i vortici rimangano sostanzialmente inalterati nell'intervallo temporale in cui attraversano il loro rilevatore. Questa ipotesi si assume pressoché sempre rispettata poiché le dimensioni dei rilevatori sono dell'ordine dei centimetri e generalmente trascurabili rispetto a quelle dei vortici che si campionano ad altezze di qualche metro, ma nel caso considerato di misura vicino al suolo, con vortici di piccole dimensioni, questa assunzione risulta molto critica. In particolare la situazione diviene problematica quando, oltre all'anemometro, si debba utilizzare anche uno strumento con dimensioni del rilevatore significative come l'analizzatore di concentrazione a cammino aperto usato in questi esperimenti. E' questo il caso dei cospettri tra velocità verticale del vento e concentrazione di anidride carbonica e acqua riportati. Si può evidenziare subito come siano molto più irregolari rispetto agli analoghi con temperatura sonora, ma mantengono alcune caratteristiche simili soprattutto nel differenziamento con la quota. Come lecito attendersi il punto più elevato mantiene un andamento più regolare degli altri rispettando le previsioni teoriche, invece scendendo con la quota già al livello intermedio aumenta il contributo di frequenze superiori a 0.2Hz e al livello più basso diventa molto più grande. Il fatto però che anche la parte di bassa frequenza del cospettro a 0.3m indichi un contributo maggiore rende particolarmente sospetto questo tipo di misurazioni. In particolare diventa critica la mancanza di rappresentatività delle frequenze tra 0.2Hz e 1Hz che sembra indicare un buco spettrale nella risposta di questo sistema proprio in quella banda che generalmente trasporta la maggior parte del segnale di un trasporto turbolento. Questo aspetto risulta comunque interessante poiché se da un lato sconsiglia l'utilizzo di sistemi di correlazione turbolenta a distanze dal suolo confrontabili con le dimensioni dei rilevatori, dall'altro lascia comunque intravedere la possibilità di una correzione spettrale specifica che tenga conto della struttura d'insieme degli apparati e della turbolenza su piccola scala. In particolare incentiva l'utilizzo di strumenti che non presentino significative estensioni spaziali, come anemometri ultracomatti e analizzatori a cammino chiuso.

3.2 Flussi turbolenti sopra copertura manipolata

In questo esperimento sono state analizzate le risposte a due quote di misura di identici sistemi di correlazione turbolenta in funzione di una diminuzione artificiale dell'area sorgente e sono state confrontate con quelle ottenute sopra una analoga copertura non modificata, come descritto più in dettaglio nel secondo capitolo. Di seguito sono riportati i risultati più interessanti in relazione alla domanda centrale di questa ricerca sull'estensione della footprint a basse quote di misura e in particolare rispetto ai flussi di anidride carbonica perché più direttamente legati alle manipolazioni effettuate. Per prima cosa è stata analizzata la distribuzione di probabilità dei risultati ottenuti normalizzando il flusso di anidride carbonica stimato nel plot tagliato con quello della particella intatta. I dati sono stati selezionati scegliendo condizioni di neutralità e moderata instabilità atmosferica ($-0.06 < Z/L \leq 0.01$) e considerando dati con radiazione fotosinteticamente attiva non trascurabile ($PAR > 50 \mu Em^{-2}s^{-1}$) per avere principalmente condizioni di fotosintesi e quindi assorbimento di anidride carbonica. Nel grafico seguente sono riportate le distribuzioni di probabilità dei dati sperimentali relativi al rapporto tra il sistema posto alla quota di 2.25m sopra la particella tagliata e quello alla stessa altezza sopra il controllo, raggruppati in classi adimensionali di ampiezza 0.1 per ciascuna delle diverse estensioni dell'area sorgente.

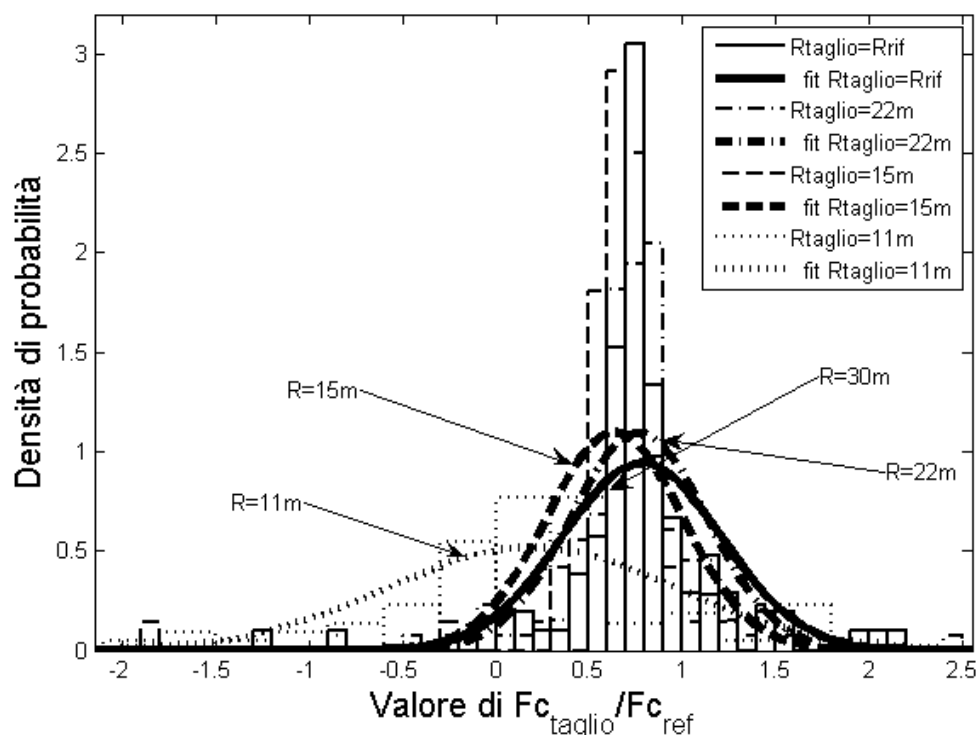


Figura 3.8 - Distribuzione di probabilità dei valori del rapporto tra il flusso di CO₂ alla quota di 2,25m nella parcella tagliata e quello nella parcella di controllo (la scala delle ordinate va divisa per 10)

Questa analisi è stata effettuata prima di proseguire con le elaborazioni poiché il confronto dei singoli dati ottenuti come stima di un flusso turbolento molto spesso in letteratura viene riportato senza una ricognizione delle proprietà statistiche degli insiemi di dati considerati. In particolare molti studi assumono valide ipotesi molto generali di distribuzione dei dati, tipicamente la loro gaussianità, senza poi realmente verificarla anche per la mancanza di ripetizioni delle stesse misure. Una analisi in tal senso è stata fatta negli ultimi anni solo nei casi in cui fosse disponibile una coppia di sistemi equivalenti al di sopra di una stessa superficie (Rännik, 2006; Richardson, 2006) e anche nell'ambito di questo dottorato sfruttando un particolare esperimento con due sistemi di correlazione turbolenta in condizioni molto simili. I risultati indicano che la distribuzione dei risultati delle misurazioni, soprattutto per piccoli valori di flusso, si discosta dalla gaussianità diventando molto leptocurtica e spesso richiedendo altre distribuzioni per essere meglio rappresentata, come ad esempio una doppia esponenziale. In particolare viene messa in evidenza la natura eteroscedastica dei dati, per cui l'incertezza statistica varia in funzione dal valore assoluto del flusso e non può

essere considerata costante come si fa spesso nelle procedure di minimizzazione utilizzate nei fit dei dati sperimentali. In questo caso comunque, pur essendo accentuato il carattere leptocurtico della distribuzione, il fit normale ha consentito di rappresentare in modo statisticamente soddisfacente le diverse configurazioni e di utilizzare i parametri di valor medio, deviazione ed errore standard per confrontare tra loro i dati sperimentali ottenuti nelle diverse condizioni. Probabilmente questo è legato al fatto che i valori di flusso selezionati sono tendenzialmente piuttosto elevati e risentono meno della non gaussianità suddetta che si manifesta soprattutto per piccoli valori di flusso. Già da questo grafico si evidenzia come la distribuzione tenda a diminuire leggermente con i primi tagli per poi avere una drastica riduzione quando la superficie dell'area sorgente raggiunge il suo minimo. Ciò indica che il flusso misurato nella parcella tagliata tende a ridursi rispetto a quello nella particella intatta, senza però subire una drastica diminuzione se non quando l'estensione dell'area sorgente diventa realmente molto piccola. Questo coincide con le aspettative di una diminuzione dell'assorbimento complessivo a causa della riduzione della superficie fotosintetizzante.

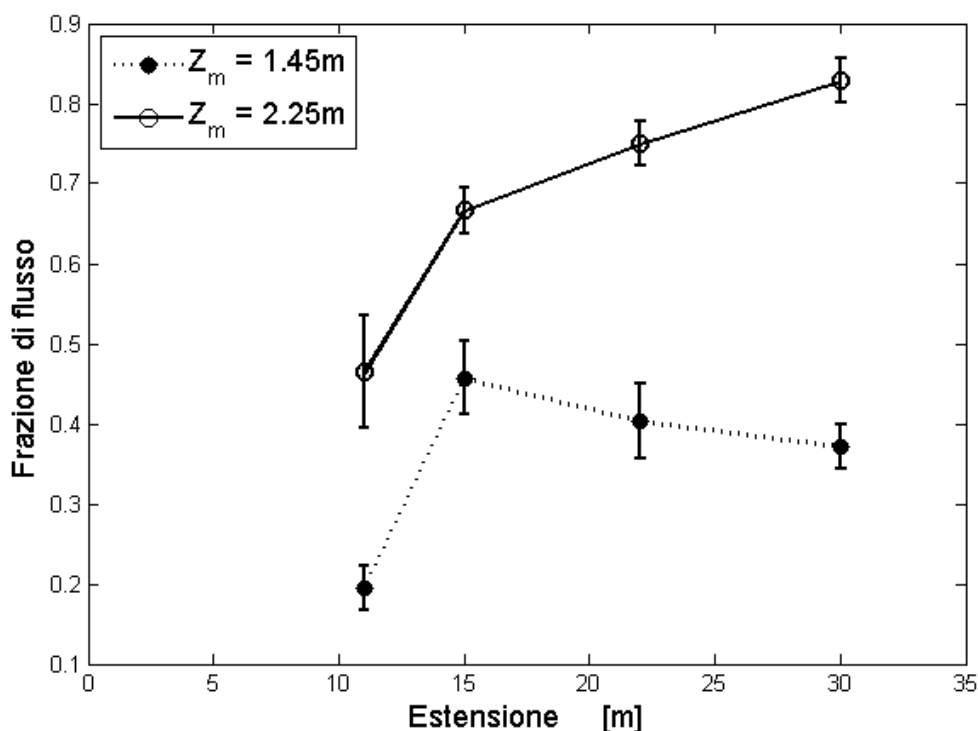


Figura 3.9 - Andamento del flusso di anidride carbonica sopra la parcella tagliata normalizzato con il valore misurato nel plot di riferimento intatto

Graficando i valori medi del flusso normalizzato con i relativi errori standard in funzione dell'estensione dell'area sorgente (fig.3.9) si ottiene una significativa quantificazione del contributo di una determinata area sorgente al valore complessivo del flusso misurato. In sostanza in questo modo si è ottenuta una stima quantitativa e statisticamente significativa della footprint di un sistema di correlazione turbolenta in condizioni naturali e a due quote di misura distinte. Osservando gli andamenti per le due altezze si deve innanzitutto evidenziare la grande sottostima del flusso turbolento misurato alla quota inferiore. All'altezza di 1.45m, ossia circa 40cm al di sopra dell'altezza media della vegetazione, probabilmente si risente di una forte perdita spettrale come evidenziato nell'esperimento del profilo di turbolenza. In entrambi i casi però si può osservare che nel plot tagliato, anche per estensioni ridotte dell'area sorgente, si mantiene una significativa porzione del flusso rispetto alla condizione iniziale in cui le due superficie hanno pari dimensione. Addirittura per il punto di misura più basso non si apprezzano variazioni significative statisticamente, ossia maggiori dell'errore standard, finché la superficie ricoperta da vegetazione non si restringe sotto i quindici metri di raggio. Una diminuzione più leggera e graduale con il restringersi dell'area sorgente si osserva invece nel punto di misura più elevato. Questo traduce la ovvia considerazione che ad una quota maggiore il segnale è influenzato da un'area sorgente più estesa e quindi vi si fanno sentire gli effetti del taglio in maniera più intensa rispetto al sistema di misura più vicino alla parte alta della vegetazione. Qualora questo risultato non sia indotto interamente dalla distorsione spettrale alle frequenze più elevate costituirebbe uno stimolo ulteriore ad investigare la risposta dei sistemi di correlazione turbolenta in prossimità dell'interfaccia di scambio gassoso. Se si riuscisse infatti a quantificare l'effetto dello spostamento verso le alte frequenze dello spettro e a determinare una opportuna correzione spettrale si potrebbero effettuare misure anche molto prossime alle sorgenti, riducendo drasticamente la footprint dei sensori. Per caratterizzare l'effetto della quota di misura nei due sistemi sono stati confrontati i rispettivi cospettri della velocità verticale con la temperatura sonora e con la concentrazione di anidride carbonica (fig. 3.10, 3.11). Le procedure numeriche sono le stesse utilizzate nell'analisi armonica dei dati del profilo di turbolenza a Roccarespanpani. Per quanto riguarda il cospettro relativo al flusso di calore sensibile si osserva un andamento molto coerente tra le due quote, in particolare a frequenze più

elevate dove invece ci si potrebbe aspettare un aumento delle ampiezze cospettrali nella quota più bassa. Questo aumento sembra piuttosto concentrato a frequenze della gamma compresa tra 0.2Hz e 1Hz e pare ancora più pronunciato nei cospettri tra velocità verticale e anidride carbonica anche se per questi ultimi su una banda spettrale leggermente ristretta, tra 0.2Hz e 0.5Hz. In questi cospettri si presenta un buco spettrale significativo per frequenze a cavallo di 1Hz per entrambi i sistemi. Un analogo comportamento è stato riscontrato nelle misure del profilo di turbolenza a Roccarespanpani. Questa caratteristica dunque sembra più legata alla configurazione della coppia di strumenti coinvolti nella misura e alla loro separazione spaziale che non alla loro altezza. L'unica apparente spiegazione della differenza tra le due quote di misura è dunque nell'aumento delle ampiezze spettrali nella gamma intermedia. Non è facile interpretare quantitativamente la relazione tra questo aumento ed una diminuzione che sembra osservarsi per frequenze inferiori a 0.1Hz poiché in questa gamma la rappresentazione spettrale è meno dettagliata, ma qualitativamente fornisce un'indicazione del fatto che misure di correlazione turbolenta a distanze dalla superficie di scambio inferiori a 60-70cm si perde una quota significativa del flusso turbolento.

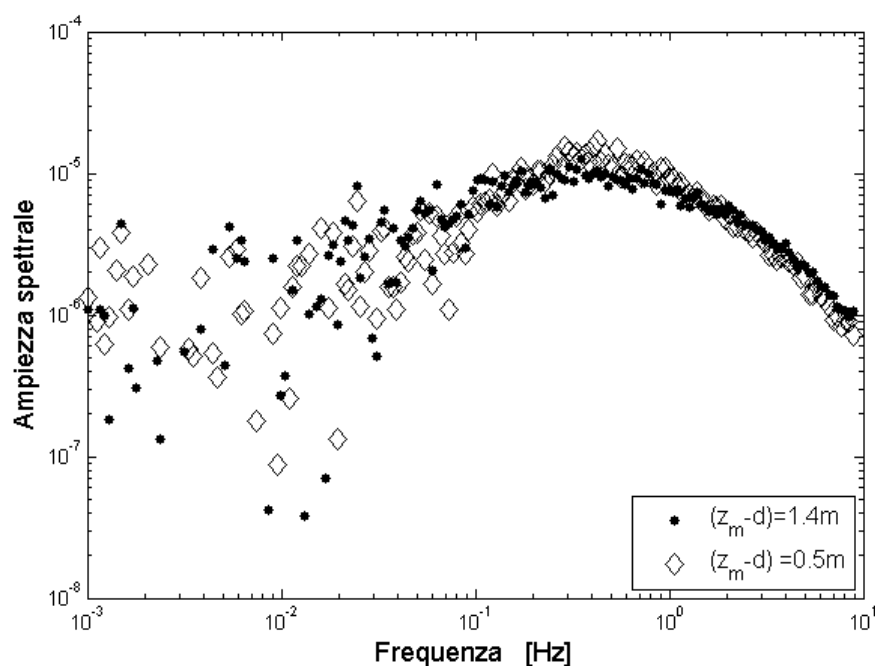


Figura 3.10 - Cospettri della velocità verticale del vento e della temperatura sonica per i due sistemi di misura sopra la parte tagliata

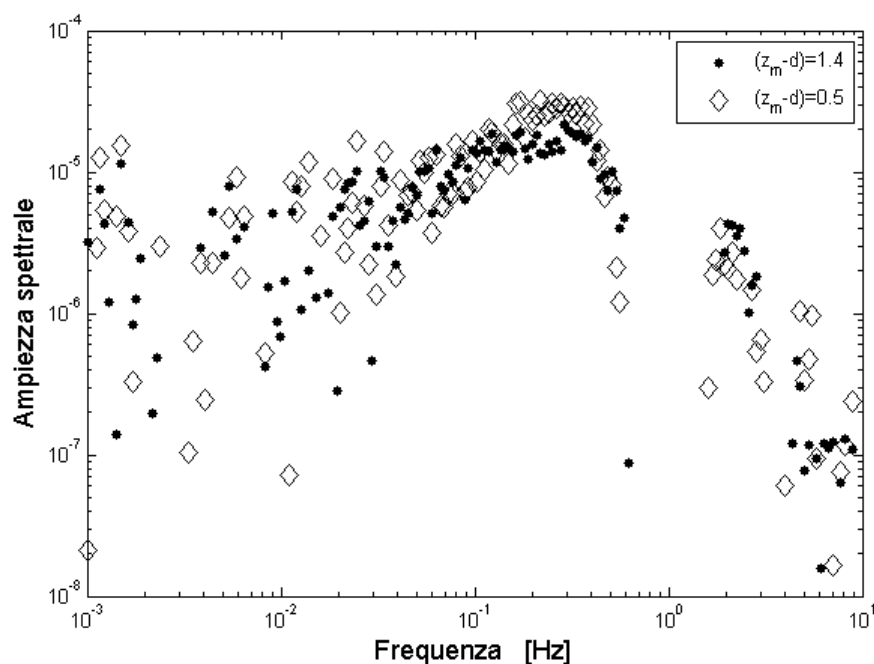


Figura 3.11 - Cospettri della velocità verticale del vento e della concentrazione di anidride carbonica per i due sistemi di misura sopra la parte tagliata

Resta da sottolineare che comunque una differenza esiste anche per le misure effettuate con superficie vegetale di uguale dimensione attorno ai due sistemi e per le misure alla quota di 2.25m si traduce in una sottostima del 20% nella parcella successivamente sottoposta a taglio. Questa differenza sistematica può essere principalmente attribuita alla differenza intrinseca delle due parcelle nella loro capacità di assorbimento. Nel grafici in figura 3.12 è riportata la curva di footprint per la quota di 2.25m ottenuta normalizzando i dati precedentemente discussi al valore del rapporto tra i flussi ottenuto con le due superficie inizialmente di pari estensione, nell'ipotesi necessaria che tutto il flusso provenga da un'area sorgente con raggio minore di trenta metri. Sono riportati i valori ottenuti selezionando due differenti classi di stabilità atmosferica e vi si evidenzia una ridotta variabilità in funzione delle condizioni micrometeorologiche. Questo appare strano in quanto ci si aspetta invece una riduzione sensibile della footprint in condizioni di crescente instabilità, confermata anche da altri lavori sperimentali sull'argomento (Kljun, 2004; Marcolla, 2005). La spiegazione per questa apparente invarianza non è del tutto chiara e potrebbe anche essere dovuta al numero non sufficiente di dati in una o l'altra classe di stabilità.

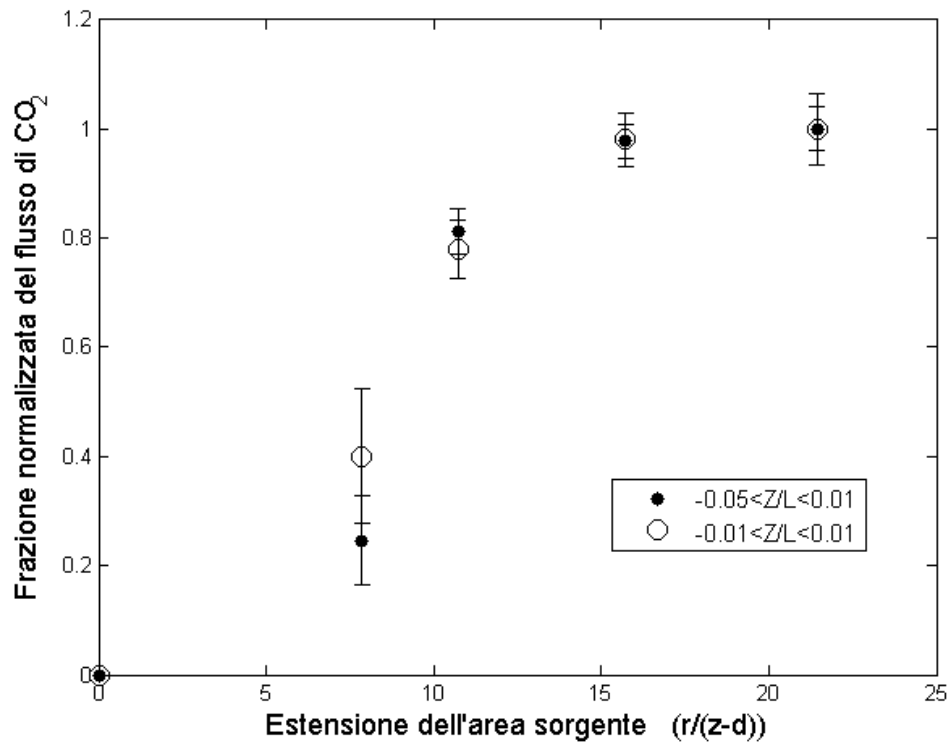


Figura 3.12 - Frazione del flusso normalizzata in funzione della distanza rapportata all'altezza effettiva per due differenti classi di neutralità ed instabilità atmosferica.

In ascissa nel grafico è riportata la distanza normalizzata con la quota di misura rispetto non al suolo, bensì al *zero plane displacement*. Questo parametro è stato stimato con un profilo anemometrico effettuato alla fine dell'esperimento di manipolazione. Tutti gli anemometri sono stati piazzati sopra la parte non tagliata del campo di avena per realizzare un profilo di statistiche turbolente che fornisse indicazioni sulla struttura del campo di velocità al di sopra della superficie esaminata. Dall'analisi dei valori medi di velocità orizzontale si ricavano valori dei parametri di rugosità e appunto del zero plane displacement che può essere considerato come una sorta di zero effettivo cui riferirsi misurando la quota al di sopra di una copertura con elementi di rugosità. Fisicamente rappresenta l'altezza dal suolo cui si annulla per estrapolazione il valore della velocità orizzontale applicando ai dati del profilo anemometrico la relazione logaritmica modificata (Kaimal, 1994) (v.fig. 3.13):

$$\overline{U}(z) = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{(z-d)}{z_0}\right)$$

Questa altezza effettiva è specifica di ciascun sito e la rappresentazione della footprint in funzione di essa serve per avere un'idea della dipendenza dalla quota di misura che possa essere generalizzata al caso di un altro sito con differente struttura superficiale e differente rugosità, come ad esempio una foresta o un'area urbana. Nel caso della superficie coltivata ad avena la stima ha fornito il valore $d = 0.915m$. Considerando che l'altezza media della vegetazione era di $1.02m$ questo riflette la maggiore densità degli elementi di rugosità rispetto a coperture anche molto più alte come quelle forestali in cui generalmente tale valore non supera i tre quarti dell'altezza media degli alberi.

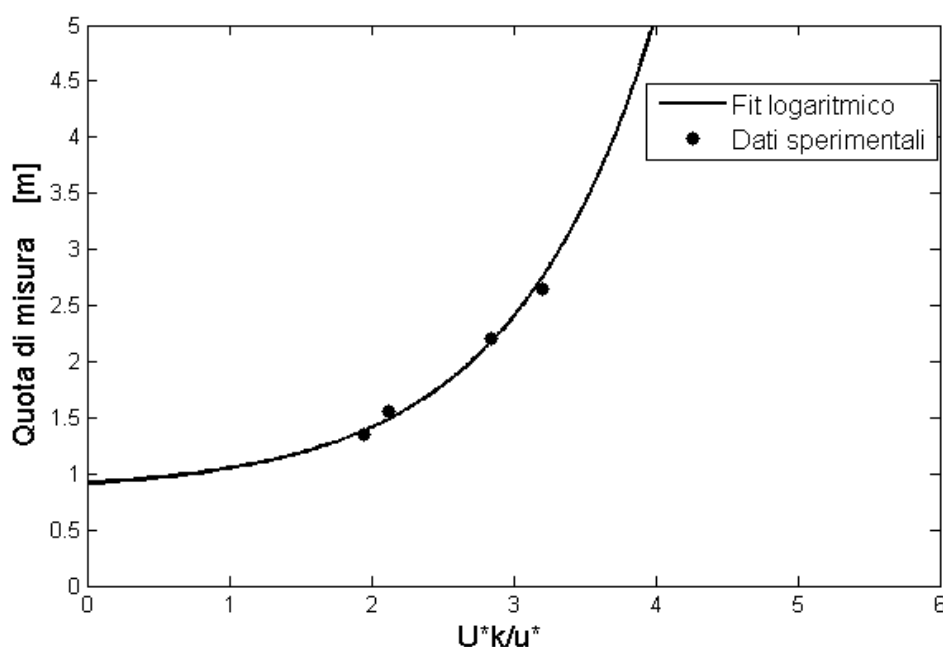


Figura 3.13 - Profilo di velocità orizzontale del vento sopra la coltivazione di avena

Utilizzando la stessa normalizzazione della distanza usata in precedenza ed inserendo una curva di interpolazione con estremi arbitrari (zero per la footprint cumulata in corrispondenza dei sistemi di misura e uno a distanza molto grande) si ottiene una curva di footprint più universale, dalla quale si può avere un'idea generale del contributo di diverse porzioni dell'area sorgente al segnale turbolento misurato ad una determinata quota. In questo caso l'altezza effettiva è $z_{eff} = z_m - d = 2.25m - 0.92m = 1.33m$ e se ne deduce che la footprint cumulata in

condizioni di neutralità o instabilità moderata si avvicina al valore massimo già a una distanza che non supera di molto dieci volte l'altezza effettiva di misurazione (fig 3.14).

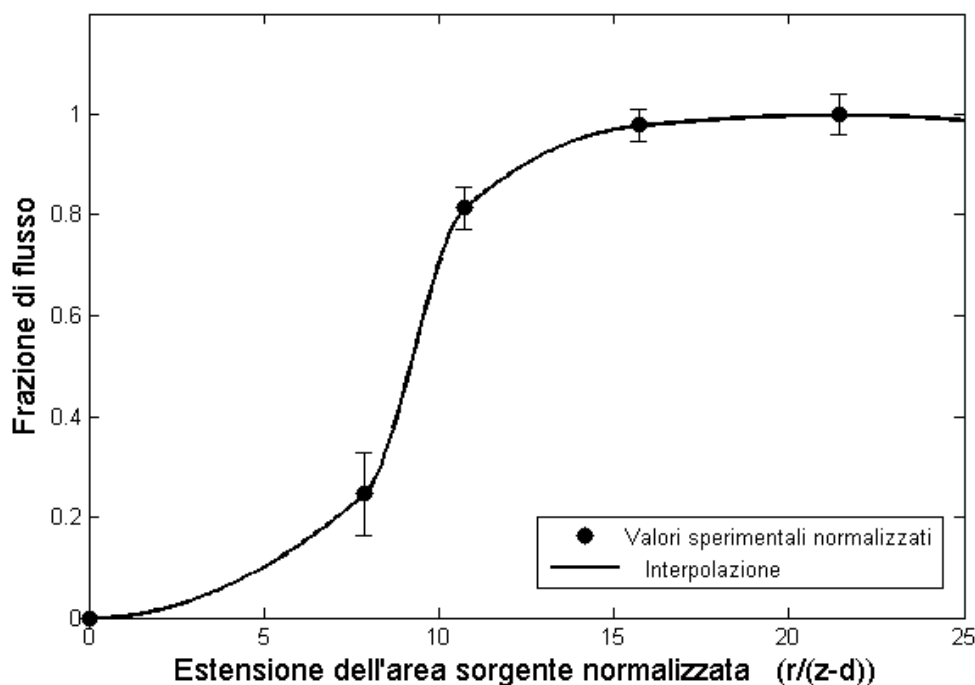


Figura 3.14 – Interpolazione della frazione del flusso in funzione della dimensione dell'area sorgente (r) normalizzata con l'altezza effettiva di misura

3.3 Profilo verticale di flussi turbolenti con emissione artificiale di CO_2

Nell'ultimo esperimento è stato installato nuovamente un profilo verticale con tre sistemi identici di correlazione ed un sistema isolato di controllo, come descritto nel secondo capitolo. Le risposte ottenute a diverse quote all'emissione controllata di anidride carbonica sono di seguito esaminate e confrontate con un modello analitico di footprint. Anche in questo caso viene riportato il profilo verticale di velocità del vento ottenuto dai tre anemometri. In questo caso risulta ancora più importante che non negli altri esperimenti in quanto i parametri di rugosità che se ne ricavano costituiscono un input fondamentale dei modelli analitici di footprint. Perciò la disponibilità di parametri

stimati direttamente per lo specifico sito consente di calibrare più accuratamente il modello di footprint.

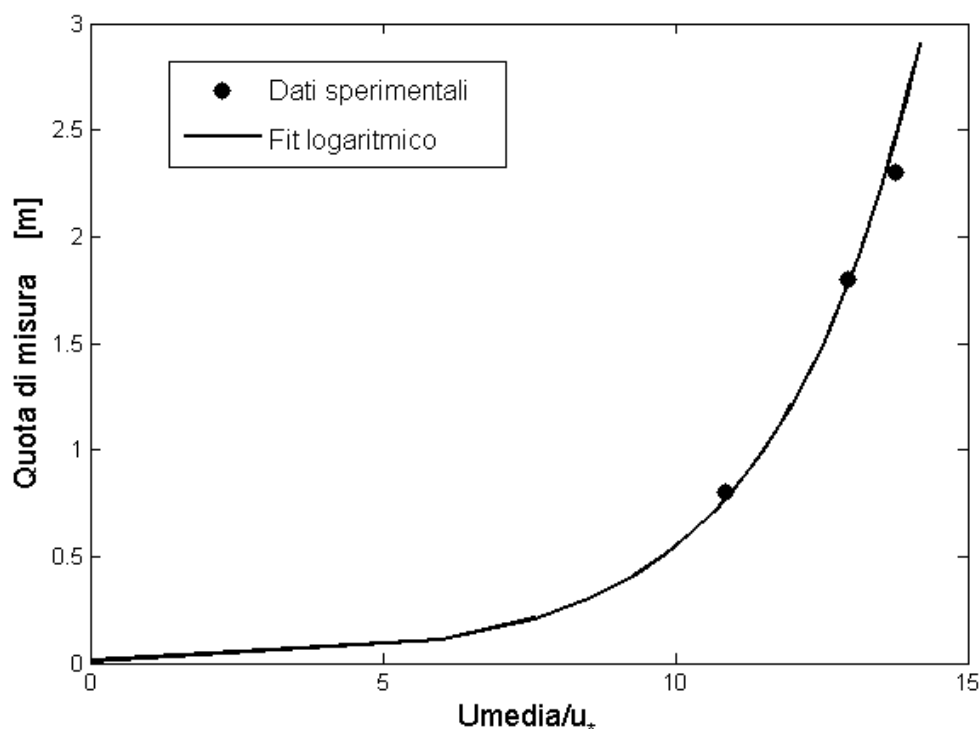


Figura 3.15 - Profilo anemometrico sopra la superficie utilizzata per l'esperimento di emissione artificiale della CO_2 .

In questo caso, essendo trascurabile l'altezza della vegetazione rispetto alle quote di misura, è stata scelta la relazione per il profilo logaritmico di velocità senza il parametro di zero plane displacement. La stima ottenuta per il parametro di rugosità è $z_0 = 0.01 \pm 0.0023m$. Sono state effettuate diverse repliche di esperimenti con rilascio di anidride carbonica dalla linea posta a diverse distanze dai sistemi di misura e perpendicolarmente rispetto alla direzione principale del vento. I dati riportati di seguito si riferiscono alle misurazioni effettuate il giorno giuliano 300 del 2008. Questa costituisce l'ultima e la migliore riuscita della serie di repliche dello stesso esperimento di rilascio artificiale di CO_2 . Sono riportati i risultati delle misurazioni di flusso e di concentrazione di anidride carbonica alle diverse quote sottovento rispetto agli emettitori. Il valore del flusso è normalizzato rispetto al valore che si ottiene

considerando la quantità totale emessa da tutta la linea nell'unità di tempo ed associandola ad una superficie rettangolare di lunghezza pari alla lunghezza della linea e di larghezza pari alla distanza tra i singoli emettitori.

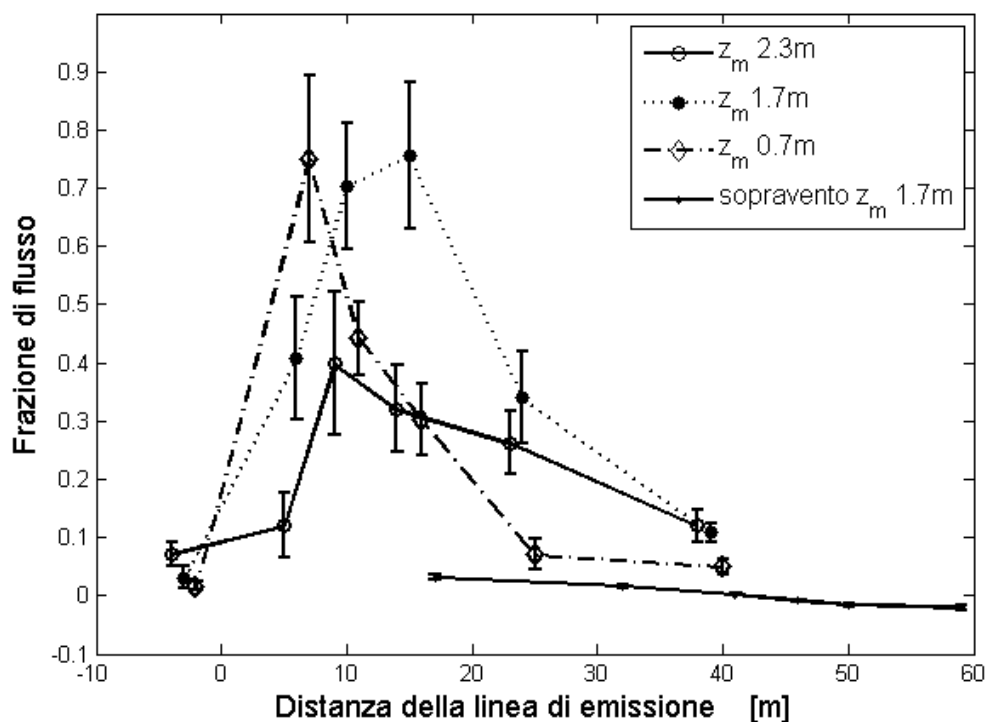


Figura 3.16 - Frazione di flusso normalizzata misurata a tre quote distinte in corrispondenza di diverse distanze della linea di emissione sopravvento e sottovento rispetto ai sistemi di misurazione

Dal grafico si possono osservare in primo luogo degli andamenti qualitativamente simili per le tre quote di misura al variare della distanza della linea di emissione, ma differenze nell'ampiezza. Per tutti i livelli si osserva una rapida salita della porzione di flusso totale rilevata dagli strumenti ed un picco seguito da una discesa più dolce all'aumentare della distanza della sorgente. Questo riproduce in maniera soddisfacente l'andamento che si ottiene per le curve di footprint sia dalla soluzione analitica del problema di diffusione sia per via numerica dalle simulazioni lagrangiane. Inoltre è interessante notare che le sorgenti sottovento non producono risposte sensibili a tutte le quote e per quelle più elevate anche le sorgenti sopravvento più vicine contribuiscono in maniera ridotta al flusso turbolento. Questo invece sembra

non essere vero per le quote di misura più basse. Tale situazione conferma ancora alcuni risultati delle modellizzazioni che attribuiscono peso molto ridotto alle sorgenti esattamente al di sotto degli strumenti (Kljun, 2004; Kurbanmuradov, 2000; Rännik, 2000) quando si misuri non troppo vicino alla sorgente. Inoltre risulta intuitivo, ma finora raramente evidenziato sperimentalmente, che all'aumentare della quota di misura la footprint tenda a spostarsi sopravento per effetto del trasporto avvevativo. Un'altra importante indicazione è data dalla posizione del picco di queste footprint ricostruite sperimentalmente e dalle code alle maggiori distanze. Effettivamente si osserva che il picco di ciascuna curva sembra allontanarsi all'aumentare della quota di misura, sottolineando che effettivamente la footprint si allarga. Oltre a questa peraltro attendibile indicazione va anche evidenziato come la posizione del picco sia decisamente vicina ai rilevatori in tutti e tre i casi, molto più di quanto previsto dalla teoria. Allo stesso modo la diminuzione a distanze superiori è molto più drastica di quella per soluzioni analitiche o numeriche della footprint. Questo consente di ipotizzare una significativa contrazione dell'area sorgente effettiva rispetto alle indicazioni dei modelli teorici ed in particolare delle soluzioni analitiche. Il problema principale ancora irrisolto in questo caso sperimentale è la notevole differenza nelle ampiezze dei valori del flusso normalizzato alle diverse quote di misura. La spiegazione potrebbe essere duplice in quanto due diversi disturbi potrebbero combinarsi. Da un lato un'ipotesi implicita nella realizzazione dell'esperimento è che l'estensione trasversale della linea sorgente sia così grande da potersi assumere infinita. In sostanza assumiamo che la footprint sia estesa trasversalmente alla direzione del vento meno della lunghezza della linea di emettitori e che quindi non ci siano altri contributi oltre all'emissione artificiale. Qualora invece la footprint dovesse essere più larga in quella direzione si avrebbe per ciascuna quota di misura una diluizione del contributo che spiegherebbe la forte riduzione della frazione misurata al livello più alto. Effettivamente alcune stime della estensione laterale della footprint indicano che questa può raggiungere e superare il valore che corrisponde alla semilunghezza della linea utilizzata, ma si tratta di valutazioni generiche e non facilmente applicabili ad ogni particolare situazione. Alcuni studiosi hanno ricavato da esperimenti di dispersione questa espressione della larghezza della footprint: $\sigma_y = 0.22x$ in condizioni instabili per misure nello strato superficiale, dove x è la distanza della sorgente (Hanna, 1982). In questo caso sarebbe confrontabile

con l'estensione della linea di emettitori e potrebbe spiegare la ridotta ampiezza della risposta misurata alla quota maggiore, la quale andrebbe così a campionare una linea più estesa lateralmente della linea degli emettitori, mentre tale effetto sarebbe ridotto nelle quote più prossime al suolo. Un'altra possibile spiegazione potrebbe essere nell'incapacità delle particelle emesse di raggiungere l'altezza della più elevata quota di misura senza prima diffondere nel volume circostante a causa del forte gradiente di concentrazione. Effettivamente in questo esperimento si assume che le strutture turbolente coerenti che trasportano il tracciante si propaghino fino e oltre il sistema di misura senza sostanzialmente perdere il loro contenuto, ma questo potrebbe essere non pienamente verificato. In ogni caso ulteriori misure di questi processi sono ancora necessarie per descrivere più approfonditamente questi fenomeni.

La stessa analisi è stata effettuata per le misure di concentrazione ottenute nelle medesime condizioni per quantificare anche la footprint di questo segnale oltre a quello dei flussi. I risultati dei modelli sia analitici sia numerici indicano una footprint più estesa per la concentrazione rispetto al flusso di uno scalare (Kljun, 2004; Rännik, 2000). Questa differenza si può spiegare con una analogia lagrangiana per cui, ipotizzando di seguire il moto di ciascuna particella dal punto in cui viene rilasciata fino al momento in cui attraversa il sistema, è lecito assumere che il contributo complessivo al flusso da parte delle particelle provenienti dalle maggiori distanze si annulli statisticamente al crescere del numero delle particelle considerate. Questo perché il numero di traiettorie verso l'alto tende ad essere uguale a quello delle traiettorie con verso opposto ed il risultato è un flusso complessivo trascurabile, mentre per quanto riguarda la concentrazione non si ha differenza tra il contributo di moti verso l'alto o verso il basso e ciascuna particella, indipendentemente dal verso della sua traiettoria, produce una risposta concorde nel segnale di concentrazione (Vesala, 2008).

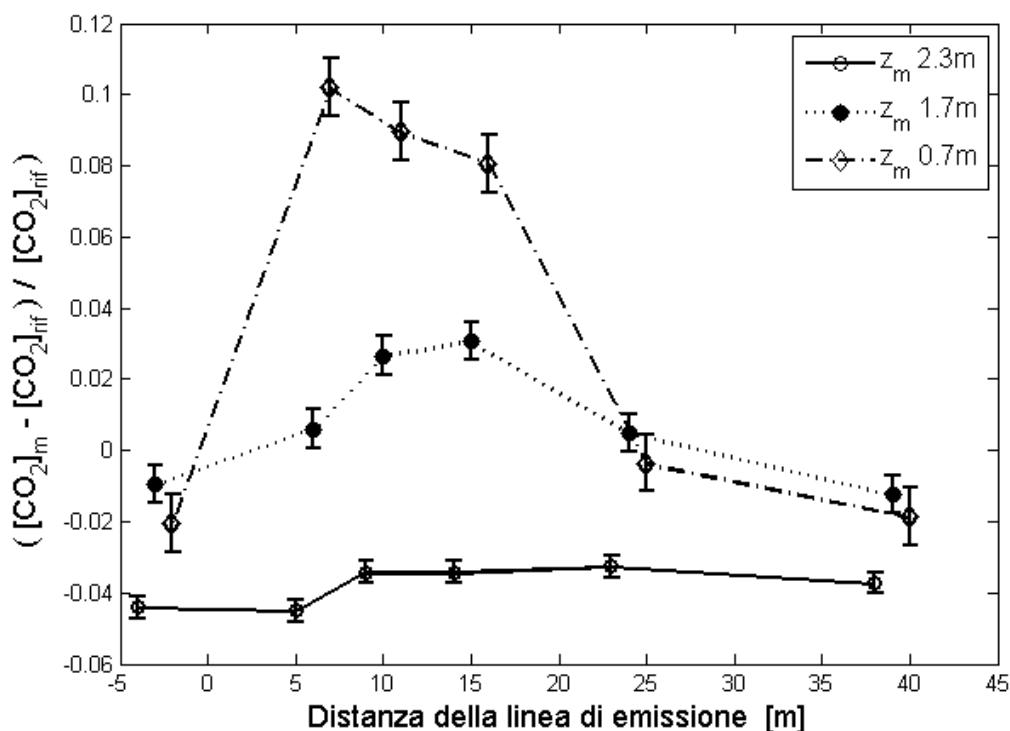


Figura 3.17 - Concentrazione normalizzata misurata a tre quote distinte dal suolo in corrispondenza di diverse distanze della linea di emissione sopravento e sottovento rispetto ai sistemi di misurazione. I valori sono le differenze relative rispetto al valore di riferimento misurato nel sistema sopravento.

Nell'ultimo grafico (fig.3.17) sono riportate le differenze relative rispetto al sistema di riferimento sopravento. I valori delle variazioni indotte dal tracciante sono ridotti rispetto a quelli dei flussi poiché mentre il valore di fondo di questi ultimi è trascurabile (vedi linea dei flussi misurati nel sistema sopravento nel grafico in fig.3.16), lo stesso non si può dire per la concentrazione di anidride carbonica. Inoltre per ottenere variazioni più significative sarebbe stato necessario emettere quantitativi enormi di anidride carbonica al di là delle possibilità tecniche. In ogni caso l'andamento risulta ben identificabile anche in questo caso. In particolare si può vedere come si riproduca una curva simile a quella ottenuta per i flussi se si esclude la quota maggiore di misura. In quest'ultimo caso effettivamente si ha una ridotta influenza sull'ampiezza del segnale, ma una variazione relativamente significativa anche alle distanze maggiori. Sembra anzi che in questo caso il contributo dalla distanza maggiore sia ancora dello stesso ordine di grandezza di quelli ottenuti con la linea di emissione più vicina e addirittura ben maggiore di quello con la linea a ridosso dei sistemi di misura. Questo

sembra meno evidente per le quote inferiori e ci indica che aumentando la quota di misura aumenta la probabilità di perdere il segnale delle sorgenti nelle immediate vicinanze del rilevatore, sia sottovento sia sopravvento. Questo effetto è previsto anche da alcune simulazioni numeriche, ma il fatto che sperimentalmente sia meno evidente alle basse quote di misura indica una sostanziale differenza nella footprint in prossimità della superficie, che sembra meno sensibile ai contributi da distanze maggiori e non perde il contributo dalle immediate vicinanze degli strumenti. Ciò rende molto interessante la possibilità di utilizzo della correlazione turbolenta in prossimità della superficie.

Per concludere l'analisi sperimentale della footprint sono stati confrontati i dati misurati di frazione normalizzata del flusso con la previsione di footprint fornita dal modello analitico di Schuepp descritto nel primo capitolo e di cui è riportata l'espressione:

$$\frac{ku_*(z-d)(d\rho/dz)}{Q_0} = \frac{1}{Q_0} \frac{dQ}{dx} = -\frac{U(z-d)}{u_*kx^2} \exp(-U(z-d)/ku_*x)$$

I parametri micrometeorologici di input, in questo caso soltanto la lunghezza di rugosità z_0 , sono stati stimati dal profilo anemometrico e per la velocità orizzontale è stato usato il valore medio misurato a ciascuna quota durante le misure. Per il valore di velocità di attrito u_* , essendo questo costante con l'altezza, è stato utilizzato il valore preso alla quota più elevata.

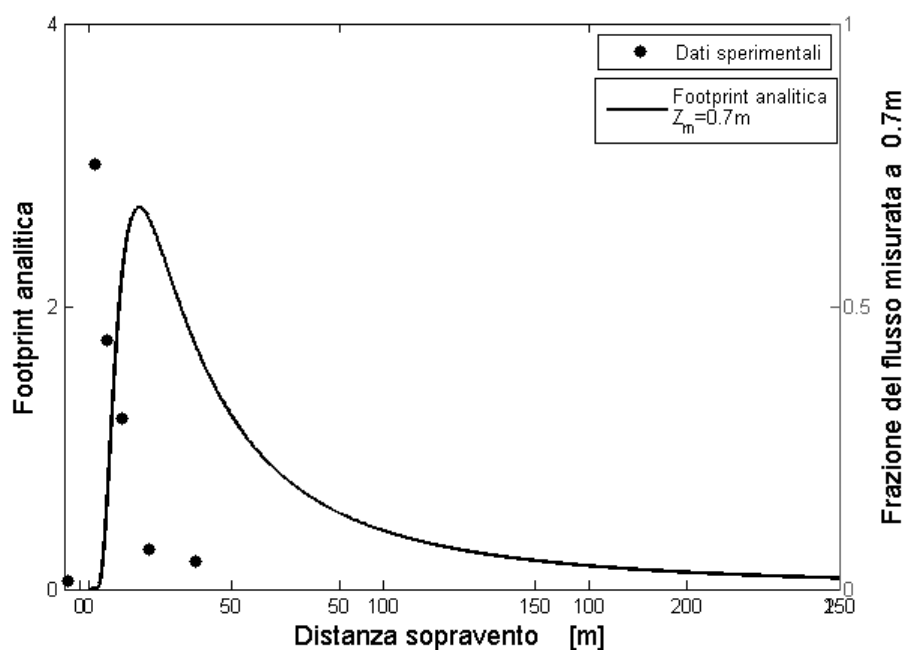


Figura 3.18 - Confronto tra la frazione del flusso misurata a 0.7m dal suolo e la footprint analitica per la stessa quota di misura

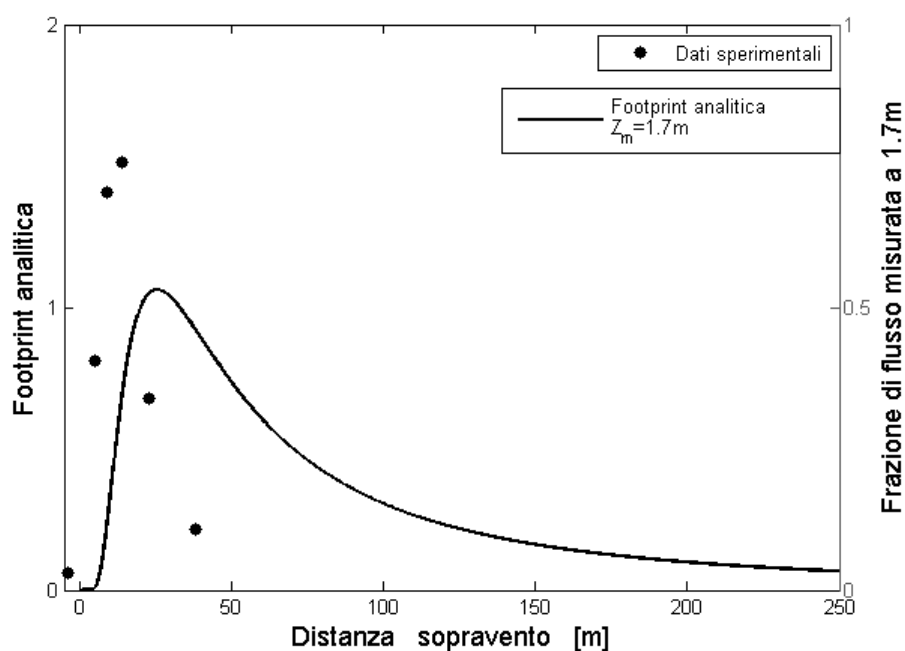


Figura 3.19 - Confronto tra la frazione del flusso misurata a 1.7m dal suolo e la footprint analitica per la stessa quota di misura

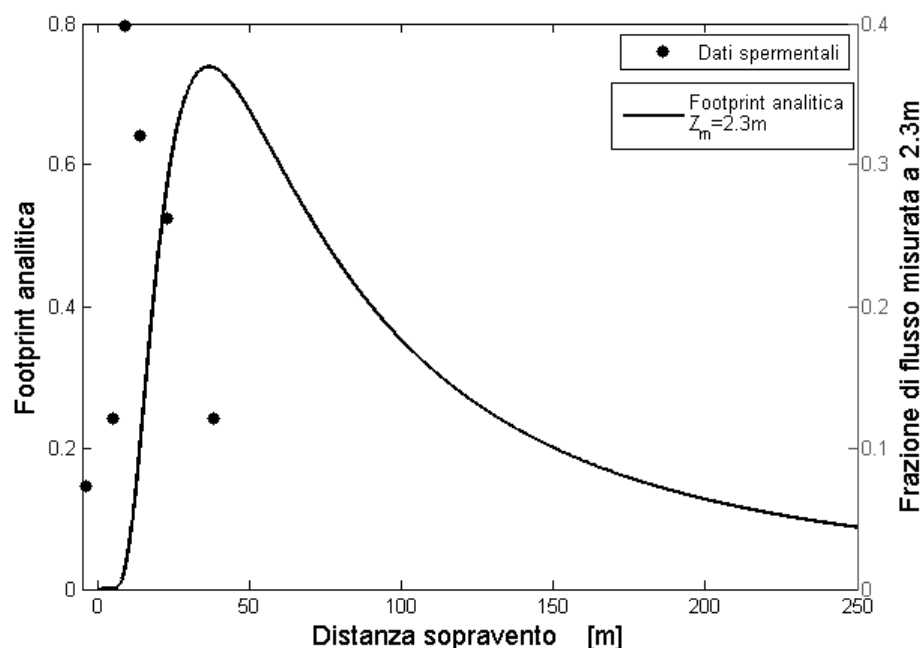


Figura 3. 20 - Confronto tra la frazione del flusso misurata a 2.3m dal suolo e la footprint analitica per la stessa quota di misura

In tutti e tre i casi risulta evidente la sovrastima fornita dall'espressione analitica della footprint rispetto ai risultati sperimentali. Ovviamente ricordiamo che questi potrebbero in realtà sottostimare la frazione di flusso associata ad una certa distanza della linea di emissione per i motivi sopra citati di perdita spettrale oppure per la non sufficiente estensione laterale dell'area sorgente artificiale rispetto alla footprint del sistema. In particolare però la posizione del picco sperimentale risulta meno affetta da queste problematiche e comunque si trova a distanze significativamente ridotte rispetto a quelle del picco ottenibile per via analitica. Come accennato nella descrizione dei vari modelli di footprint una possibile causa della eventuale sovrastima dei modelli analitici risiede nella loro incapacità di tradurre in maniera esplicita l'effetto delle stratificazione atmosferica. In particolare la contrazione della footprint dovuta all'instabilità e alla convezione sviluppata che generalmente vi si accompagna non viene considerata nei modelli analitici, se si escludono indirette correzioni basate su fattori empirici e sulla teoria di similarità, per cui tali modelli restano generalmente limitati a condizioni di neutralità (Kormann, 2001).

Conclusioni

Lo scopo principale di questa ricerca è stato quello di validare la metodologia micrometeorologica della correlazione turbolenta in condizioni estreme per quanto riguarda la rappresentatività spaziale. In particolare si è voluto investigare il comportamento dei sistemi di misura tradizionali qualora vengano utilizzati a piccole distanze dalla superficie di scambio che origina i flussi di energia e materia rilevati. Questo interesse è motivato dalla crescente richiesta di un utilizzo della correlazione turbolenta in ambienti di omogeneità spaziale ridotta, come su manipolazioni di piccole superficie agricole o in ambienti urbani, per cui una stima sperimentale dell'area sorgente da cui proviene il segnale effettivamente misurato risulta indispensabile. Finora, salvo poche eccezioni, la risposta alla domanda sull'estensione spaziale dell'area sorgente è stata affidata solamente a modellizzazioni sempre più dettagliate e complesse, soprattutto nell'ambito delle simulazioni numeriche.

Questo lavoro perciò è stato sviluppato per contribuire a colmare le lacune nella stima dell'estensione spaziale dell'area sorgente nelle condizioni di assetto sperimentale che consentono di ridurla il più possibile senza disturbare eccessivamente il campionamento. Perciò sono state allestite tre fasi sperimentali: la prima per caratterizzare il comportamento degli strumenti attualmente a disposizione per le misure di correlazione turbolenta a distanze dalla superficie di scambio molto ridotte rispetto all'uso convenzionale, la seconda e la terza per fornire una stima sperimentale dell'estensione dell'area sorgente rispettivamente con una emissione naturale e con una artificiale di anidride carbonica.

I risultati del primo esperimento hanno indicato che la configurazione utilizzata di anemometro sonico e analizzatore gassoso a cammino aperto non consente di ottenere un campionamento soddisfacente dei flussi turbolenti a distanze dalla

superficie di scambio confrontabili con le dimensioni dei rivelatori che sono dell'ordine di 10-15 cm , soprattutto per quanto riguarda le misure di flusso di anidride carbonica e vapore acqueo che richiedono la combinazione dei segnali dei due distinti rilevatori. Risulta invece molto meno disturbata, anche in prossimità del suolo, la stima dei flussi turbolenti di calore sensibile che viene effettuata con i soli dati dell'anemometro sonico. Questo lascia supporre che la responsabilità nel primo caso ricada principalmente sulla separazione spaziale e sulle dimensioni relative degli strumenti utilizzati, piuttosto che sul loro reale posizionamento.

I risultati del secondo esperimento hanno fornito una stima sorprendentemente piccola dell'estensione dell'area sorgente, indicando che anche a quote di misura ragionevolmente distanti dalla superficie di scambio il contributo al segnale misurato proviene per la maggior parte da distanze molto ridotte, ben più di quanto indicato dai modelli teorici e numerici più restrittivi. Ad esempio per le misure effettuate a più di un metro dalla copertura vegetale la quasi totalità dell'area sorgente appare confinata a distanze minori di quindici volte la quota effettiva di misura, mentre la “regola dei pollici” finora utilizzata per selezionare i siti di misura indica una footprint genericamente estesa fino a cento volte la stessa quota. Ovviamente a quote minori risulta ancora più evidente tale contrazione, anche se in questo caso la stima sembra disturbata dalla eccessiva vicinanza tra gli strumenti e le sorgenti del flusso.

Dal terzo esperimento svolto con l'emissione artificiale di anidride carbonica sono emerse indicazioni in accordo con quelle dell'esperimento di emissione naturale sulla reale estensione dell'area sorgente e sulla posizione del picco di quest'ultima, ossia la distanza da cui proviene il contributo massimo al flusso e alla concentrazione misurati. Anche in questo caso i risultati indicano un'estensione spaziale molto ridotta rispetto a quanto proposto da tutti i modelli e per questo motivo sono stati confrontati con le stime della footprint fornite da un modello analitico i cui parametri sono stati calibrati per lo specifico sito attraverso apposite misure dei parametri di turbolenza. Come modello è stato scelto uno tra i più diffusi nella famiglia delle soluzioni analitiche del problema della diffusione, escludendo i metodi numerici che attualmente non sono ancora largamente utilizzati in questo settore.

In conclusione, gli esperimenti effettuati hanno fornito significative indicazioni sull'estensione dell'area sorgente delle misure micrometeorologiche e sulla possibilità

di utilizzare metodologie consolidate anche su piccola scala, ma hanno evidenziato la necessità di approfondirne alcuni aspetti. In particolare l'emissione artificiale risulta critica per quanto riguarda l'incertezza nella stima quantitativa dei flussi di riferimento effettivamente emessi, per cui fornisce utili indicazioni qualitative, ma appare una metodologia potenzialmente meno accurata dell'emissione naturale di traccianti per la stima della footprint delle misure di flusso. In ogni caso la complessità delle interazioni richiede sia ulteriori misure, sia l'adozione di modellizzazioni più dettagliate in grado di rappresentare più accuratamente i fenomeni del trasporto turbolento. Gli schemi lagrangiani e di large-eddy-simulation costituiscono il necessario sviluppo da introdurre nella modellizzazione della footprint e nella validazione sperimentale.

Dal punto di vista strumentale invece appare urgente provare se le distorsioni in prossimità della superficie possono essere effettivamente ridotte con configurazioni strumentali di minor estensione spaziale, utilizzando ad esempio analizzatori a cammino chiuso comunemente disponibili e anemometri con piccole dimensioni del rilevatore. Con questi approfondimenti potrebbero essere forniti ulteriori e significativi dettagli alla descrizione dei processi che determinano lo scambio di energia e materia su piccola scala spaziale, aprendo nuovi scenari applicativi alle tecniche micrometeorologiche.

Bibliografia

- ARYA, S. P. (2001). *Introduction to micrometeorology*. Academic Press, San Diego.
- AUBINET, M., GRELLE, A., IBROM, A., RANNIK, Ü., MONCRIEFF, J., FOKEN, T., KOWALSKI, A.S., MARTIN, P.H., BERBIGIER, P., BERNHOFER, C., CLEMENT, R., ELBERS, J., GRANIER, A., GRÜNWALD, T., MORGENSTERN, K., PILEGAARD, K., REBMANN, C., SNIJDERS, W., VALENTINI, R., VESALA, T. . (2000a). Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. *Advances in Ecological Research* **30**, 113-175.
- AUBINET, M., GRELLE, A., IBROM, A., RÄNNIK, Ü., MONCRIEFF, J., FOKEN, T., KOWALSKI, A.S., MARTIN, P.H., BERBIGIER, P., BERNHOFER, CH., CLEMENT, R., ELBERS, J., GRANIER, A., GRÜNWALD, T., MORGENSTERN, K., PILEGAARD, K., REBMANN, C., SNIJDERS, W., VALENTINI, R., VESALA, T. (2000b). Estimates of the Annual Net Carbon and Water Exchange of Forests: the EUROFLUX Methodology. *Advances in ecological research* **30**, 113-173.
- BALDOCCHI, D. D., HICKS, B.B., MAYERS, T.D. (1998). Measuring biosphere-atmosphere exchange of biologically related gases with micrometeorological methods. *Ecology* **69**, 1331-1340.
- DOBB, J. L. (1953). *Stochastic Processes*. John Wiley & Sons.
- FINNIGAN, J. J. (2004). The footprint concept in complex terrain. *Agricultural and Forest Meteorology* **127**, 117-129.
- FINNIGAN, J. J., CLEMENT, R., MALHI, Y., LEUNING, R., CLEUGH, H.A. (2003). A reevaluation of long term flux measurement techniques, Part I: Averaging and coordinate rotations. *Boundary-Layer Meteorology* **107**, 1-48.
- FOKEN, T., GOECKEDE, M., MAUDER, M., MAHRT, L., AMIRO, B.D., MUNGER, J.W. (2004a). Post-field data quality control. In *Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis* (ed. X. Lee, Massman, W.J., Law, B.). Kluwer, Dordrecht.
- FOKEN, T., LECLERC, M.Y. (2004b). Methods and limitations in validation of footprint models. *Agricultural and Forest Meteorology* **127**, 223-234.
-

-
- FOKEN, T., WIMMER, F. MAUDER, M., THOMAS, C., LIEBETHAL, C. (2006). Some aspects of the energy balance closure problem. *Atmospheric Chemistry and Physics* **6**, 4395-4402.
- FRATINI, G. (2006). A novel approach to study the dynamics of mineral dust emission from the Gobi Desert of Northern China by eddy covariance and to evaluate the impact of vegetation in mitigating desertification processes, Università degli Studi della Tuscia.
- GARRATT, J. R. (1992). *The atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press, Cambridge.
- GOECKEDE, M., MARKKANEN, T., MAUDER, M., ARNOLD, K., LEPS, J.P., FOKEN, T. (2005). Validation of footprint models using natural tracer measurements from a field experiment. *Agricultural and Forest Meteorology* **135**, 314-325.
- HANNA, S. R. (1982). Applications in air pollution modelling. In *Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modelling* (ed. F. T. M. Nieuwstadt, van Dop, H.). Reidel, D.
- HOLTON, J. R. (2004). *An introduction to Dynamic Meteorology*. Elsevier.
- HORST, T. W., WEIL, J.C. (1992). Footprint estimation for scalar flux measurements in the atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorology* **59**.
- HORST, T. W., WEIL, J.C. (1994). How Far is Far Enough? The Fetch Requirements for Micrometeorological Measurement of Surface Fluxes. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **11**, 1018-1025.
- HSIEH, C. I., KATUL, G., CHI, T. (2000). An approximate analytical model for footprint estimation of scalar fluxes in thermally stratified atmospheric flows. *Advances in Water Resources* **23**, 765-772.
- IBROM, A., DELLWIK, E., LARSEN, E.L., PILEGAARD, K. (2007). On the use of the Webb-Pearman_Leuning theory for closed-path eddy correlation measurements *Tellus*, 1-10.
- KAIMAL, J. C., FINNIGAN, J.J. (1994). *Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and measurement*. Oxford University Press, New York.
- KLJUN, N., CALANCA, P., ROTACH, M.W., SCHMID, H.P. (2004). A simple parametrisation for flux footprint predictions. *Boundary-Layer Meteorology* **112**, 503-523.
- KLJUN, N., ROTACH, M.W., SCHMID, H.P. (2002). A three-dimensional backward Lagrangian footprint model for a wide range of boundary-layer stratifications. *Boundary-Layer Meteorology* **103**, 205-226.
- KOLMOGOROV, A. N. (1941). The local structure of turbulence in incompressible viscous fluid for very large Reynolds numbers. *Dokl. Akad. Nauk URSS* **30**.
-

-
- KORMANN, R., MEIXNER, F.X. (2001). An analytic footprint model for neutral stratification. *Boundary-Layer Meteorology* **99**, 207-224.
- KRISTENSEN, L., MANN, J., ONCLEY, S.P., WYNGAARD, J.C. (1997). How close is close enough when measuring scalar fluxes with displaced sensors? *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **14**, 814-821.
- KURBANMURADOV, O., SABELFELD, K. (2000). Lagrangian stochastic models for turbulent dispersion in the atmospheric boundary layer *Boundary-Layer Meteorology* **97**, 191-218.
- LANDAU, L., LIFCHITZ, E. (1989). *Physique Théorique: Mécanique des fluides*. MIR, Mosca.
- LECLERC, M. Y., KARIPOT, A., PRABH, T., ALLWINE, G., LAMB, B., GHOLZ, H.L. (2003b). Impact of non-local advection on flux footprints over a tall forest canopy: a tracer flux experiment. *Agricultural and Forest Meteorology* **115**, 19-30.
- LECLERC, M. Y., MESKHIDZE, N., FINN, D. (2003a). Comparison between measured tracer fluxes and footprint model predictions over a homogeneous canopy of intermediate roughness. *Agricultural and Forest Meteorology* **117**, 145-158.
- LECLERC, M. Y., SHEN, S. LAMB, B. (1997). Observations and large-eddy simulations modeling of footprints in the lower convective boundary layer. *Journal of Geophysical Research* **102** (D8), 9323-9334.
- LECLERC, M. Y., THURTELL, G.W. (1990). Footprint prediction of scalar fluxes using a Markovian analysis. *Boundary-Layer Meteorology* **52**, 247-258.
- LECLERC, M. Y., THURTELL, G.W., KIDD, G.E. (1988). Measurements and Langevin Simulations of Mean Tracer Concentration Fields Downwind from a Circular Line Source inside an Alfalfa Canopy. *Boundary-Layer Meteorology* **43**, 287-308.
- LENSCHOW, D. H., MANN, J., KRISTENSEN, L. (1994). Howlong is long Enough when measuring fluxes and other turbulence statistics? *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **11**, 661-673.
- MANCA, G. (2003). Analisi dei flussi di carbonio di una cronosequenza di cerro (*Quercus cerris* L.) dell'Italia centrale attraverso la tecnica della correlazione turbolenta. *PhD thesis, Università degli studi della Tuscia, Viterbo, Italy*.
- MAO, S., LECLERC, M.Y., MICHAELIDES E. E. (2008). Passive scalar flux footprint analysis over horizontally inhomogeneous plant canopy using large -eddy simulation. *Atmospheric Environment* **42**, 5446-5458.
- MARCOLLA, B., CESCATTI, A. (2005). Experimental analysis of flux footprint for varying stability conditions in an alpine meadow. *Agricultural and Forest Meteorology* **135**, 291-301.
-

- MARKKANEN, T. (2004). Micrometeorology of forest surface fluxes, University of Helsinki.
- MOENG, C.-H. (1984). A Large Eddy-Simulation Model for the Study of Planetary Boundary-Layer Turbulence. *Journal of the Atmospheric Sciences* **41**, 2052-2062.
- MONIN, A. S., YAGLOM, A.M. (1975). *Statistical Fluid Mechanics: Mechanics of Turbulence*. MIT Press, Cambridge.
- NEFTEL, A., SPIRIG, C., AMMANN, C. (2007). Application and test of a simple tool for operational footprint evaluations. *Environmental Pollution* **152**, 644-652.
- PASQUILL, F., SMITH, F.B. (1983). *Atmospheric Diffusion*. Wiley, New York.
- RÄNNIK, K., P., VESALA, T., HARI, P. (2006). Uncertainties and modelling of net ecosystem exchange of a forest. *Agricultural and Forest Meteorology* **138**, 244-257.
- RÄNNIK, Ü., AUBINET, M., KURBANMURADOV, O., SABELFELD, K.K., MARKKANEN, T., VESALA, T. (2000). Footprint analysis for measurements over a heterogeneous forest. *Boundary-Layer Meteorology* **97**, 137-166.
- RÄNNIK, Ü., VESALA, T. (1999). Autoregressive filtering versus linear detrending in estimation of fluxes by the eddy covariance method. *Boundary-Layer Meteorology* **91**, 259-280.
- RICHARDSON, A. D., HOLLINGER, D.Y. (2005). Statistical modeling of ecosystem respiration using eddy covariance data: Maximumlikelihood parameter estimation, and Monte Carlo simulation of model and parameter uncertainty, applied to three simple models. *Agricultural and Forest Meteorology* **131**, 191-208.
- RICHARDSON, A. D., HOLLINGER, D.Y., BURBA, G.G., DAVIS, K.J., FLANAGAN, L.B., KATUL, G.G., MUNGER, W.J., RICCIUTO, D.M., STOY, P.C., SUYKER, A.E., VERMA, S.B., WOFSY, S.C. (2006). A multi-site analysis of random error in tower-based measurements of carbon and energy fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology* **136**, 1-18.
- RUELLE, D. (1992). *Caso e caos*. Bollati Boringhieri, Torino.
- SCHMID, H. P. (2002). Footprint modeling for vegetation atmosphere exchange studies: a review and perspective. *Agricultural and Forest Meteorology* **113**, 159-183.
- SCHUEPP, P. H., LECLERC, M.Y., MACPHERSON, J.I., DESJARDINS, R.L. (1990). Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation. *Boundary-Layer Meteorology* **50**, 355-373.
-

- SOEGAARD, H., JENSEN, N.O., BOEGH, E., CHARLOTTE, B.H., SCHELDE, K., THOMSEN, A. (2003). Carbon dioxide correlation and footprint modeling. *Agricultural and Forest Meteorology* **114**, 153-173.
- SOGACHEV, A., RÄNNIK, Ü., VESALA, T. (2004). Flux footprints over complex terrain covered by heterogeneous forest. *Agricultural and Forest Meteorology* **127**, 143-158.
- SOZZI, R., GEORGIADIS, T., VALENTINI, M. (2002). *Introduzione alla turbolenza atmosferica*. Pitagora Editrice, Bologna.
- STRONG, C., FUENTES, J.D., BALDOCCHI, D.D. (2004). Reactive Hydrocarbons flux footprints during canopy senescence. *Agricultural and Forest Meteorology* **127**, 159-173.
- STULL, R. B. (1988). *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- TREVINO, G., ANDREAS, E.L. (2000). Spectral analysis of nonstationary turbulence. *Boundary-Layer Meteorology* **95**, 231-247.
- TREVINO, G., ANDREAS, E.L. (2006). Dynamical implications of block averaging. *Boundary-Layer Meteorology* **120**, 497-508.
- VAN DIJK, A., MOENE, A.F., DE BRUIN, H.A.R. (2004). The principles of surface flux physics: theory, practice and description of the ECPACK library, pp. 99. Meteorology and Air Quality Group, Wageningen University, Wageningen, the Netherlands
- VAN ULDEN, A. P. (1978). Simple estimates for vertical diffusion from sources near the ground. *Atmospheric Environment* **12**, 2125-2129.
- VESALA, T., KLJUN, N., RÄNNIK, Ü, RINNE, J., SOGACHEV, A., MARKKANEN, T., SABELFELD, K., FOKEN, T., LECLERC, M.Y. (2008). Flux and concentration footprint modelling: State of the art. *Environmental Pollution* **152**, 653-666.
- VOIT, J. (2005). *The Statistical Mechanics of Financial Markets*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.
- WEBB, E. K., PEARMAN, G.I., LEUNING, R. (1980). Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quart J Roy Meteorol Soc.* **106**, 85-100.
- WILCZAK, J. M., ONCLEY, S.P., STAGE, S.A. (2001). Sonic anemometer tilt correction algorithms. *Boundary-Layer Meteorology* **99**.
- WILKS, D. S. (2006). *Statistical methods in the Atmospheric Sciences*. Elsevier.
-

Appendice A

PRINCIPALI GRANDEZZE MICROMETEOROLOGICHE

Nel corso delle analisi sono state spesso utilizzate grandezze o parametri fondamentali nella micrometeorologia. Per motivi di chiarezza la descrizione è stata evitata nel corpo centrale del lavoro e per questo in appendice ne viene riportata una sintetica spiegazione e le relative formule utilizzate.

Stabilità atmosferica e parametro z/L

Nell'analisi dei dati e nella descrizione della footprint e della sua dinamica si è fatto riferimento al concetto di stabilità atmosferica. In ambito micrometeorologico viene utilizzato per descrivere la condizione dell'atmosfera nello strato di confine superficiale e le condizioni della turbolenza in prossimità della superficie terrestre. Nel caso di misura dei flussi turbolenti risulta utile la descrizione statica di stabilità atmosferica. Sostanzialmente a seconda della stratificazione termica le spinte di galleggiamento possono essere tali da provocare equilibrio stabile o instabile in un volume d'aria per cui una particella, sottoposta a spostamento iniziale, tende rispettivamente o ad allontanarsi indefinitamente dalla posizione di partenza oppure a rimanervi confinata. Nel primo caso si parla anche di strato limite convettivo per la presenza di forte rimescolamento lungo la verticale atmosferica. Ovviamente questi due stati corrispondono a situazioni micrometeorologicamente molto differenti poiché se nel caso di instabilità si ha una forte capacità di rimescolamento, in condizioni di stabilità invece l'atmosfera nei bassi strati risulta compressa e la capacità di rimescolamento fortemente ridotta, come avviene ad esempio quando aria più calda sovrasta aria più fredda bloccando la dispersione di sostanze naturali o emissioni nocive. In quest'ultimo caso l'area sorgente si estende significativamente, mentre tende a contrarsi in

condizioni convettive. Per descrivere questa caratteristica sarebbe necessaria una misura del gradiente di temperatura nello strato superficiale atmosferico, ma ciò richiederebbe misurazioni a troppe quote e per questo viene spesso utilizzato il rapporto adimensionale tra la quota di misura e la lunghezza di Obukhov (Stull, 1988), ricavato direttamente dalle misure dell'anemometro sonico:

$$\frac{z}{L} = \frac{-kzg(\overline{w'\theta'})}{\overline{u_*^3}}$$

ove g è l'accelerazione gravitazionale, k la costante di von Kàrmàn, θ la temperatura e u_* la velocità di attrito. Anche se in realtà il valore di questo parametro non è direttamente legato alla stabilità atmosferica, lo è il suo segno determinato dal verso del flusso di calore sensibile. In caso di flusso verso l'alto, positivo per convenzione, tipico di condizioni di rimescolamento convettivo si hanno condizioni di instabilità e rapporto z/L negativo. Viceversa si hanno condizioni di stabilità oppure di neutralità per valori prossimi allo zero. Fisicamente la Lunghezza di Obukhov indica l'altezza a cui il termine di galleggiamento o stratificazione inizia a prevalere sulla turbolenza di natura meccanica.

Velocità di attrito

Nella definizione precedente ed in molte altre situazioni è stata utilizzata la velocità di attrito per rappresentare l'intensità della turbolenza di natura meccanica, legata quindi all'effetto di attrito fluidodinamico indotto dal vento in presenza di uno scorrimento sopra una superficie di discontinuità. Questo parametro è ricavato anch'esso dalle misure anemometriche essendo determinato da:

$$u_*^2 = \sqrt{(\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2}$$

Appendice B

ANALISI ARMONICA

Per l'analisi armonica sono stati utilizzati i collaudati algoritmi di trasformata di Fourier veloce (fft) del pacchetto di analisi dei segnali del software Matlab. In generale una trasformata di Fourier per rappresentare una serie temporale discreta (dft) di N valori in funzione delle sue ampiezze spettrali nel dominio delle frequenze è definita come:

$$x_k = \sum_{n=0}^{N-1} x_n e^{(2\pi i n k / N)} \quad \text{con } k = 0, 1, 2, \dots, N-1$$

Il filtro di Hanning applicato alla serie temporale di partenza consiste nel moltiplicare ciascun elemento i -esimo della serie di partenza per il corrispondente valore della funzione F_H

$$F_H = 1 - \cos^2\left(\frac{i\pi}{N-1}\right) \quad \text{con } i = 0, 1, 2, \dots, N-1$$

Consentendo di ridurre l'ampiezza delle fluttuazioni nelle parti estreme della gamma spettrale (Sozzi, 2002).

Appendice C

TERMINE WPL

La presenza di effetti di densità deve essere considerata quando della sostanza di cui si sta stimando il trasporto verticale venga misurata la concentrazione attraverso procedimenti che ne forniscano la densità specifica o la frazione molare, mentre qualora gli analizzatori consentano di valutare il rapporto di mescolanza, ossia le moli del composto rispetto alle moli di aria secca, questi effetti non devono essere tenuti in considerazione (Ibrom, 2007; van Dijk, 2004). I dati discussi in questo esperimento sono stati ottenuti per la concentrazione di acqua e anidride carbonica con analizzatori a cammino aperto che misurano la densità specifica del composto, data dal rapporto tra le moli dello stesso contenute in un volume di riferimento ed il volume stesso:

$$\rho_{CO_2, H_2O} = \frac{moli_{CO_2, H_2O}}{m^3}$$

In questo caso l'assunzione di subsidenza nulla, $\bar{w} = 0$, viene invalidata da un trasporto indotto dalle fluttuazioni di densità, per cui nel caso delle misure di correlazione turbolenta per densità specifica si ha (Webb, 1980):

$$w = \frac{\overline{\mu w' \rho_v'}}{\overline{\rho_v'}} + (1 + \mu \sigma) \frac{\overline{\mu w' T'}}{\overline{T}}$$

ove ρ_v è la densità del vapore acqueo, $\mu = m_a / m_v$ il rapporto tra i pesi molecolari dell'aria secca e dell'acqua e $\sigma = \overline{\rho_v} / \overline{\rho_a}$.

Sostituendo l'espressione precedente nell'equazione del trasporto che contempli oltre alla covarianza turbolenta anche il termine di avvezione verticale escluso dalle assunzioni basilari, ossia

$$F = \overline{w' \rho_c'} + \overline{w \rho_c}$$

si ottiene

$$F_c = \overline{w' \rho_c'} + \mu \left(\frac{\overline{\rho_c}}{\overline{\rho_a}} \right) \overline{w' \rho_v'} + (1 + \mu \sigma) \left(\frac{\overline{\rho_c}}{\overline{T}} \right) \overline{w' T'}$$

che è l'espressione utilizzata per stimare il flusso verticale della generica sostanza c nel corso delle elaborazioni precedenti.
