



**DOTTORATO DI RICERCA IN INGEGNERIA CIVILE PER
L'AMBIENTE ED IL TERRITORIO**
IX Ciclo - Nuova Serie (2007-2010)
DIPARTIMENTO DI INGEGNERIA CIVILE, UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI SALERNO

**MODELLAZIONE DEGLI SCAMBI DI
ENERGIA E MASSA NEL SISTEMA
SUOLO-VEGETAZIONE-ATMOSFERA**

**MASS AND ENERGY TRANSFERS IN
SOIL-VEGETATION-ATMOSPHERE SYSTEM**

ING. AGOSTINO CASOLA

Relatore:
PROF. ING. PAOLO VILLANI

Coordinatore
PROF. ING. RODOLFO M.A. NAPOLI

Correlatore:
PROF. ING. FABIO ROSSI

In copertina:

MODELLAZIONE DEGLI SCAMBI DI ENERGIA E MASSA NEL SISTEMA
SUOLO-VEGETAZIONE-ATMOSFERA

Copyright © 2005 Università degli Studi di Salerno – via Ponte don Melillo, 1 – 84084 Fisciano (SA), Italy – web: www.unisa.it

Proprietà letteraria, tutti i diritti riservati. La struttura ed il contenuto del presente volume non possono essere riprodotti, neppure parzialmente, salvo espressa autorizzazione. Non ne è altresì consentita la memorizzazione su qualsiasi supporto (magnetico, magnetico-ottico, ottico, cartaceo, etc.).

Benché l'autore abbia curato con la massima attenzione la preparazione del presente volume, Egli declina ogni responsabilità per possibili errori ed omissioni, nonché per eventuali danni dall'uso delle informazioni ivi contenute.

Capitolo 1

Finito di stampare il 07/03/2011

INDICE GENERALE

INDICE GENERALE.....	i
indice delle figure.....	ii
indice delle tabelle	vii
SOMMARIO	ix
ABSTRACT	xi
RINGRAZIAMENTI.....	xiii
About the author	xiv
1 INTRODUZIONE.....	1
2 IL BILANCIO IDROLOGICO	3
3 IL BILANCIO ENERGETICO SUPERFICIALE.....	11
3.1. I Flussi Energetici	11
3.2. Lo Strato Limite Atmosferico.....	19
4. PROCESSI EVAPOTRASPIRATIVI	29
4.1. Traspirazione	31
4.2. Evaporazione.....	36
4.3. Evapotraspirazione.....	38
5. TEORIA DELLA CORRELAZIONE TURBOLENTA (EDDY COVARIANCE).....	43
5.1. Fondamenti Teorici	43
5.2. Correzione dei flussi misurati.....	54
5.3. Analisi dell'area sorgente (Footprint).....	60
6. CASO DI STUDIO.....	65
6.1. Campo Sperimentale	65
6.2. Analisi dei dati	72
6.3. Stima dei flussi evapotraspirativi	98
6.4. Modello accoppiato: bilancio di massa- bilancio di energia.....	105
7. CONCLUSIONI.....	109
Bibliografia	111

INDICE DELLE FIGURE

Figura 2.2-1 - I processi coinvolti nel ciclo idrologico delle acque.....	3
Figura 2-2.2 - Schema semplificato del bilancio di massa su uno strato di suolo	5
Figura 2-3.3 – Indicazione dei volumi idrici in gioco a scala planetaria in un anno	7
Figura 3.1-1 Bilancio di radiazione solare.....	15
Figura 3.1-2 Differenza nell'andamento dei flussi di energia tra il giorno e la notte per ecosistemi umidi e aridi.....	19
Figura 3.2-1 Stratificazione dell'atmosfera terrestre e profilo di temperatura	20
Figura 3.2-2 Strato Limite Atmosferico	21
Figura 3.2-3 Effetto della pressione sullo spessore dello strato limite	24
Figura 4.1-1 Processo di traspirazione	32
Figura 4.1-2 Il processo di Fotosintesi.....	33
Figura 4.1-3 Schematizzazione della resistenza stomatica r_s e	34
Figura 4.1-4 Andamento del flusso di traspirazione	34
Figura 5.1-1 schema semplificato delle misure eddy covariance	44
Figura 5.1-2 andamento contemporaneo della velocità verticale del vento e la concentrazione di vapore acqueo.....	52
Figura 5.1-3 Volume di controllo per un esperimento con torre EC.....	53
Figura 5.2-1 schema concettuale di stazione EC posta su terreno con pendenza.....	56
Figura 5.2-2 rotazioni del sistema di coordinate.....	57
Figura 5.3-1 Funzione di contributo dell'area sorgente.....	60
Figura 5.3-2 Contributo alla formazione dei flussi dell'area sorgente in funzione della distanza.....	62
Figura 5.3-3 Variazione dell'area sorgente in funzione dell'altezza della strumentazione di misura (Burba e Anderson, 2001)	62
Figura 5.3-4 Variazione del contributo alla formazione dei flussi in funzione della scabrezza superficiale (Burba e Anderson, 2001)	63
Figura 5.3-5 Variazione del contributo all'area sorgente in funzione della stabilità atmosferica (Burba e Anderson, 2001)	63
Figura 6.1-1 Ubicazione della Stazione EC	65

Figura 6.1-2 Stazione Eddy Covariance nel Campus Universitario di Salerno.....	66
Figura 6.1-3 Trasduttore dell'anemometro visto dal basso	67
Figura 6.1-4 Anemometro sonico CSAT3, Campbell Scientific.....	68
Figura 6.1-5 Analizzatore di gas LI-7500 della LICOR.....	68
Figura 6.1-6 Radiometro netto NR-LITE Skipp e Zenon	69
Figura 6.2-1 direzioni del vento misurati in gradi sessagesimali riferiti ai periodi di maggio e ottobre.....	74
Figura 6.2-2 Serie temporale della velocità orizzontale del vento riferita a due periodi dell'anno (Maggio e Ottobre)	75
Figura 6.2-3 a) Diagramma radiale di frequenza degli eventi anemometrici su scala annuale e b) corrispondenza con le aperture nei rilievi montuosi circostanti.....	76
Figura 6.2-4 Diagramma di frequenza radiale degli eventi anemometrici registrati nelle sole ore diurne.....	77
Figura 6.2-5 Sviluppo dei flussi turbolenti in termini percentuali in relazione alla distanza progressiva a partire dalla strumentazione di misura	78
Figura 6.2-6 diagramma radiale di a) X_{max} , b) X_{70} e c) X_{95} riportati in funzione della direzione di propagazione dei flussi di vento	80
Figura 6.2-7 Sovrapposizione del diagramma radiale di X_{max} sull'ortofoto dell'area del campus interessata dal monitoraggio dei flussi.....	80
Figura 6.2-8 Andamento della radiazione netta campionata alle ore 12:00	81
Figura 6.2-9 andamento del flusso di calore al suolo campionato alle ore 12:00	82
Figura 6.2-10 andamento della temperatura dell'aria e al suolo campionate alle ore 12:00.....	82
Figura 6.2-11 andamento dell'umidità dell'aria campionata alle ore 12:00	83
Figura 6.2-12 andamento dei flussi di calore latente (verde) e calore sensibile (blu) campionato alle ore 12:00 del periodo di monitoraggio...83	83
Figura 6.2-13 Componenti di bilancio energetico per i giorni 182-185...85	85
Figura 6.2-14 Andamento medio delle componenti del bilancio energetico superficiale nell'arco della giornata media.	86
Figura 6.2-15 Andamento medio dei due termini di bilancio $R_n - G_0$ e $H_s + LE$ durante le ore del giorno	86
Figura 6.2-16 Andamento medio della temperatura al suolo (rosso) e dell'aria (blu) durante l'arco della giornata	87

Figura 6.2-17 Regressione lineare tra energia disponibile e flussi di calore. In blu è riportata la retta di regressione semplice, in verde la retta di regressione forzata a passare per l'origine degli assi e in rosso la retta a pendenza unitaria.....	89
Figura 6.2-18 Andamento medio del coefficiente di chiusura EBR	90
Figura 6.2-19 Regressione lineare tra energia disponibile e flussi di calore per il solo periodo maggio-settembre. In blu è riportata la retta di regressione semplice, in verde la retta di regressione forzata a passare per l'origine degli assi e in rosso la retta a pendenza unitaria.....	90
Figura 6.2-20 Regressione lineare tra energia disponibile e flussi di calore per il solo periodo ottobre-aprile. In blu è riportata la retta di regressione semplice, in verde la retta di regressione forzata a passare per l'origine degli assi e in rosso la retta a pendenza unitaria.....	91
Figura 6.2-21 Andamento di u^* per il giorno DOY 127	93
Figura 6.2-22 Andamento del coefficiente di chiusura EBR in relazione alla velocità di attrito	93
Figura 6.2-23 Coefficiente di chiusura OLS0 per i diversi percentili di u^*	94
Figura 6.2-24 Grafico per quantili della serie storica dei residui del bilancio di energia e una distribuzione normale.....	96
Figura 6.2-25 Grafico per quantili della serie storica dei residui calcolati nelle sole ore diurne e una distribuzione normale	96
Figura 6.2-26 Andamento del flusso di CO ₂ durante DOY 127	97
Figura 6.3-1 Regressione lineare tra i dati di calore latente misurati e quelli ottenuti come residuo del bilancio di energia	99
Figura 6.3-2 Regressione lineare tra i dati di calore latente misurati e quelli ottenuti mediante la correzione del rapporto di Bowen	100
Figura 6.3-3 Regressione lineare tra i valori di calore latente calcolati come residuo e quelli ottenuti attraverso la correzione del rapporto di Bowen.	100
Figura 6.3-4 Serie storica giornaliera dell'evaporative fraction per il giorno 127.....	103
Figura 6.3-5 Flussi giornalieri di calore latente ottenuti attraverso l'evaporative fraction (blu) confrontati con i rispettivi ottenuti come valori medi giornalieri (rosso).....	103
Figura 6.3-6 Confronto tra i flussi evapotraspirativi ottenuti mediante il modello di Penman-Montheith versione FAO (verde), valori misurati dalla stazione EC (rosso) e valori ottenuti attraverso l'evaporative fraction (blu).....	104

Figura 6.3-7 Confronto a scala mensile dell'evapotraspirazione misurata dalla stazione EC (corretta con il metodo del Bowen ratio) e quella ottenuta con la formula di Thornthwaite.....	104
Figura 6.4-1 schema a blocchi del modello SVAT	106
Figura 6.4-2 Serie storica dell'umidità del suolo alla profondità di 30 cm e afflusso meteorico in mm.....	107
Figura 6.4-3 curva di esaurimento del contenuto di umidità nel suolo .	107
Figura 6.4-4 valori giornalieri di umidità del suolo nella stagione invernale (blu) ed estiva (rosso), Longobardi e Villani, 2006.....	108
Figura 6.4-5 Confronto tra l'evapotraspirazione cumulata misurata dalla stazione eddy covariance e quella calcolta come residuo del bilancio di massa.	108

INDICE DELLE TABELLE

Tabella 6.1-1 Sensori Eddy Covariance.....	71
Tabella 6.2-1 Parametri utilizzati per il calcolo del footprint.....	77
Tabella 6.2-2 Regressione statistica tra la componente di radiazione netta e i flussi di energia	84
Tabella 6.2-3 Coefficienti di chiusura del bilancio di energia sull'intero periodo di osservazione.....	89
Tabella 6.2-4 Coefficienti di chiusura del bilancio di energia nei due periodi Maggio-Settembre e Ottobre-Aprile	91

SOMMARIO

Il lavoro è incentrato sull'analisi e lo studio degli scambi di energia e massa che avvengono nel sistema suolo vegetazione e atmosfera, sulla base di osservazioni acquisite mediante una stazione microclimatica allestita all'interno del Campus Universitario.

La motivazione dello studio trova fondamento nella forte caratterizzazione del ciclo idrologico delle acque da continue interazioni tra atmosfera (pioggia e evaporazione), suolo (ruscellamento superficiale e sub-superficiale, infiltrazione) e vegetazione (traspirazione). Ai fini di una corretta e mirata gestione sostenibile delle risorse idriche, monitorare e modellare questi processi fortemente interconnessi tra di loro risulta essere un campo di notevole applicazione scientifica, a fronte anche di fenomeni come l'aumento di richiesta idrica da parte della popolazione, la modifica dell'uso del suolo e i cambiamenti climatici.

Particolare attenzione è stata dedicata ai processi di evapotraspirazione, la cui valutazione diretta, a differenza delle altre componenti idrologiche di immediata misurazione (piogge e deflussi), risulta di difficile determinazione, ed è spesso ottenuta in letteratura mediante modelli di stima indiretta, basati sulla dipendenza della stessa da altre variabili fisiche, quali temperatura, latitudine, pioggia, etc..

La strumentazione installata sulla stazione microclimatica in possesso permette invece una misura, seppur puntuale, della componente evapotraspirativa sfruttando la metodologia statistica Eddy Covariance, che permette la valutazione diretta del flusso turbolento del calore latente, direttamente legato all'evapotraspirazione a mezzo del calore latente di vaporizzazione, derivandolo come quantità proporzionale alla covarianza del prodotto del contenuto istantaneo (l'acquisizione dati avviene a 10 Hz) di vapore acqueo nell'aria e la velocità verticale del vento.

Tali acquisizioni sono spesso affette da errori e distorsioni legate a problematiche di natura sia sistematica che concettuale: taratura della strumentazione, topografia del territorio, presenza di ostacoli, fenomeni advettivi, sviluppo di turbolenza, intervallo d'integrazione, fonti e dispersioni di energia, immagazzinamenti energetici non considerati, tipo

di vegetazione. Per tale motivo buona parte dello studio si sofferma sul processing dei dati registrati dalla strumentazione Eddy Covariance al fine di individuare ed investigare le fonti di errore e applicare le opportune correzioni.

Il modo più rapido ed efficace per la validazione dei dati così corretti risulta essere la verifica della chiusura del bilancio, che viene proposta in diverse metodologie riscontrate in letteratura e comparate, in funzione anche dell'intervallo temporale d'integrazione, al fine di individuare l'arco temporale di mediazione che riduce al minimo le perdite di energia e garantisce una buona chiusura.

Il lavoro si completa con l'analisi dell'andamento giornaliero delle componenti del bilancio energetico, un'analisi di qualità dei flussi turbolenti con relativa individuazione delle cause di mancanza di chiusura, uno studio dell'area sorgente dei flussi.

Per quanto riguarda gli aspetti evapotraspirativi, viene presentata una comparazione dei valori di evapotraspirazione misurati, con i valori della stessa stimata indirettamente mediante differenti modelli alla scala mensile e giornaliera, mettendo in evidenza alcune tecniche di scaling per il passaggio dai piccoli intervalli di misura a scale temporali più ampie.

ABSTRACT

Knowledge of hydrological processes acting in the water balance is determinant for a rational water resources management plan. Among these, the water losses as vapour, in the form of evapotranspiration, play an important role in the water balance and the heat transfers between the land surface and the atmosphere. Mass and energy interactions between soil, atmosphere and vegetation, in fact, influence all hydrological processes modifying rainfall interception, infiltration, evapotranspiration, surface runoff and groundwater recharge.

A numbers of methods have been developed in scientific literature for modelling evapotranspiration. They can be divided in three main groups: i) traditional meteorological models, ii) energy fluxes balance models, considering interaction between vegetation and the atmosphere, and iii) remote sensing based models.

The present analysis preliminary performs a study of fluxes directions and an evaluation of energy balance closure in a typical Mediterranean short vegetation area, using data series recorded from an eddy covariance station, located in the Campania region, Southern Italy. The analysis was performed on different seasons of the year with the aim to assess climatic forcing features impact on fluxes balance, to evaluate the smaller imbalance and to highlight influencing factors and sampling errors on balance closure. The present study also concerns evapotranspiration fluxes assessment at the point scale. Evapotranspiration is evaluated both from empirical relationships (Penmann-Montheit, Penmann FAO, Prestley&Taylor) calibrated with measured energy fluxes at mentioned experimental site, and from measured latent heat data scaled by the latent heat of vaporization. These results are compared with traditional and reliable well known models at the plot scale (Coutagne, Turc, Thorthwaite).

RINGRAZIAMENTI

Ogni traguardo importante è inevitabilmente marcato dal sostegno e dal supporto di molteplici persone, che contribuiscono, seppur in minima parte, ma talvolta determinante, al raggiungimento dell'obiettivo.

In primis voglio ringraziare Sonia e al mia Famiglia, per il continuo affetto e sostegno incondizionato dimostratomi.

Ringrazio il Prof. Paolo Villani e il Prof. Fabio Rossi per avermi dato la possibilità di vivere quest'esperienza stimolante e costruttiva, anche se per altri versi, lunga e faticosa.

Un ringraziamento particolare va ai colleghi del LIDAM, con i quali ho avuto il piacere di condividere gioie e dolori di questo percorso scientifico comune.

ABOUT THE AUTHOR

Agostino Casola è nato a Cava de' Tirreni (SA) il 07/08/1982. Nel 2007 ha conseguito con lode la laurea in Ingegneria Civile, discutendo una tesi dal titolo “Stima dei Minimi Deflussi di Magra”, relatore Prof. Paolo Villani. Nello stesso anno è vincitore del concorso di ammissione al IX° Ciclo di Dottorato di Ricerca in Ingegneria Civile per l'Ambiente e il Territorio presso il Dipartimento di Ingegneria Civile dell'Università degli Studi di Salerno durante il quale si occupa di modelli probabilistici applicati all'idrologia e monitoraggio dei trasferimenti di energia e massa nel sistema suolo-vegetazione-atmosfera.

1 INTRODUZIONE

Il Ciclo Idrologico delle Acque è caratterizzato da continue interazioni tra atmosfera (pioggia e evaporazione), suolo (ruscellamento superficiale e sub-superficiale, infiltrazione) e vegetazione (traspirazione). Ai fini di una corretta e mirata gestione sostenibile delle risorse idriche, monitorare e modellare questi processi fortemente interconnessi tra di loro risulta essere ultimamente un campo di notevole applicazione scientifica, a fronte anche di fenomeni come l'aumento di richiesta idrica da parte della popolazione, la modifica dell'uso del suolo e i cambiamenti climatici.

Negli ultimi decenni l'attenzione della comunità scientifica, attratta dai consistenti eventi alluvionali e di dissesto idrogeologico di versanti verificatesi sia in ambito nazionale che internazionale, si è particolarmente concentrata sullo studio dei processi di trasformazione afflussi-deflussi e di modellazione degli eventi di piena, al fine di fornire dei validi supporti scientifici alla prevenzione e progettazione delle opere di difesa del territorio e delle attività antropiche. Data la scala temporale ristretta in cui si sviluppano gli eventi di piena, tali modelli spesso trascurano o valutano in maniera "cautelativa" alcune componenti idrologiche difficili da stimare e onerose dal punto di vista della misurazione diretta, come l'evapotraspirazione, l'infiltrazione, il contenuto d'acqua nel suolo.

Più recentemente la ricerca di una gestione efficiente e sostenibile delle risorse idriche ha richiesto sempre più una corretta e accurata definizione di tutte le componenti idrologiche necessarie alla formulazione dei bilanci di massa e di energia. La conoscenza di tali bilanci è fondamentale per la determinazione delle interazioni tra suolo, superficie ed atmosfera, non solo ai fini idrologici, ma anche per altri campi disciplinari, quali la meteorologia, l'agronomia e l'ecologia.

Sorge così l'esigenza di abbinare, alla tradizionale trattazione del bilancio idrologico consistente nella formulazione di un bilancio di massa su un dominio ben definito, una trattazione che includa anche le componenti di scambio energetico, in modo da pervenire ad una modellazione più completa delle interazioni suolo-vegetazione-atmosfera capace di

riprodurre le dinamiche dei processi chimici, fisici e biologici dell'ecosistema.

Dopo una breve trattazione teorica, il lavoro muove dall'analisi degli scambi di energia e massa nel sito di studio, utilizzando dati di campo acquisiti dalle stazioni di monitoraggio in possesso, per giungere ad una caratterizzazione dei flussi energetici in gioco focalizzando l'attenzione sui processi evapotraspirativi.

2 IL BILANCIO IDROLOGICO

L'acqua è il minerale più diffuso sulla terra, di cui ne occupa circa i 3/5 della superficie, e ne costituisce un elemento determinante in quanto è la componente principale ed essenziale della biomassa presente ed è principale responsabile della modellazione e dell'assetto superficiale del pianeta. Qualsiasi attività antropica dipende pressoché totalmente dall'acqua. Sin dalla nascita delle maggiori civiltà antiche fiorite in zone ad elevata disponibilità idrica (civiltà dell'acqua), sulle rive dei fiumi Tigri ed Eufrate, Nilo, Indo, Fiume Giallo, l'acqua ha rappresentato alimento, difesa, trasporto, igiene, forza motrice. I problemi della derivazione, dell'adduzione sulle lunghe distanze, della regolazione, inclusa la costruzione di grandi invasi, e della distribuzione di acqua hanno trovato la loro soluzione fin dall'antichità seppur con tecnologie primitive.



Figura 2.2-1 - I processi coinvolti nel ciclo idrologico delle acque

Analizzando il Ciclo Idrologico delle Acque nelle sue diverse componenti (Fig. 2.1) è possibile rendersi conto della varietà dei processi coinvolti e della complessità del fenomeno: c'è un continuo interscambio di risorsa tra i diversi serbatoi che costituiscono il ciclo, e partendo dall'evaporazione si può dire che essa provvede a convogliare dagli specchi liquidi in atmosfera masse di vapore che, condensandosi in minutissime gocce d'acqua, creano i corpi nuvolosi. Questi corpi nuvolosi viaggiano con movimento governato dalla dinamica dell'atmosfera e quando se ne verificano le condizioni, danno origine a "precipitazioni" che possono ricadere sui mari e sugli oceani o sulla terra ferma. In quest'ultimo caso, se le precipitazioni giungono al suolo in fase solida (neve o grandine) si potranno accumulare nei periodi freddi per essere ridisciolte nei periodi caldi o, se incidenti su terreni posti al disopra del limite delle nevi permanenti, alimenteranno ghiacciai, o altri tipi di accumuli, normalmente destinati a fluire verso il basso, ove si discioglieranno. Per la gran parte le precipitazioni meteoriche (P) giungono al suolo in fase liquida, sottoforma di piogge.

Una parte dei volumi precipitati sono destinati a ritornare, in tempi brevi, in atmosfera, come effetto di fenomeni di evaporazione e di traspirazione, quest'ultimo legato alla attività biologica che restituisce in vapore parte dell'acqua assorbita. La percentuale dell'acqua meteorica restituita in atmosfera per tali processi si definisce "aliquota di evapotraspirazione" (ET).

Una seconda parte dei volumi precipitati ruscella sul terreno, dapprima in maniera selvaggia, successivamente gerarchizzandosi in reticoli idrografici, più o meno complessi, che trovano nel mare, o in grandi specchi liquidi continentali, il loro recapito finale. Questo è il processo del "ruscellamento" (R).

Una terza parte, infine, può penetrare al disotto della superficie topografica, iniziando un percorso che porta le acque ad alimentare bacini sotterranei. La percentuale di acqua meteorica che penetra nel sottosuolo è definita "aliquota di infiltrazione" (I).

Alla luce di tutto ciò, si può osservare che:

- non c'è un inizio o una fine: le molecole d'acqua si muovono in continuazione tra differenti compartimenti, o riserve, dell'idrosfera terrestre mediante processi fisici. L'acqua evapora dagli oceani, forma le nuvole dalle quali l'acqua torna alla terra. Non è detto, tuttavia, che l'acqua segua il ciclo nell'ordine: prima

di raggiungere gli oceani l'acqua può evaporare, condensare, precipitare e scorrere molte volte.

- l'acqua risulta essere presente nelle tre differenti fasi.
- i moti con i quali avviene la circolazione possono essere moti ascendenti (si svolgono prevalentemente in fase di vapore ad eccezione della risalita capillare), moti discendenti (in fase liquida o solida, quali precipitazioni, infiltrazioni o percolazioni) e moti sub-orizzontali (in fase liquida come scorrimenti superficiali o infiltrazioni).
- i processi di scambio sono governati dall'energia solare (che provoca il passaggio di stato dalle fasi liquida e solida a quella di vapore e l'ascesa nell'atmosfera), dall'energia gravitazionale (che determina le precipitazioni atmosferiche e i moti superficiali e sotterranei), le forze capillari (che mettono in movimento l'acqua liquida contenuta nelle parti non sature degli acquiferi), e infine i processi biologici (traspirazione delle piante e scambi tra ambiente e esseri viventi).

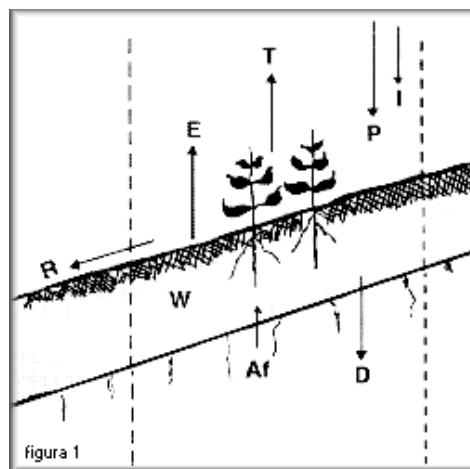


Figura 2-2.2 - Schema semplificato del bilancio di massa su uno strato di suolo

Un approccio classico ampiamente utilizzato, sia per lo studio dei processi idrologici che per la valutazione delle risorse idriche superficiali disponibili, è sicuramente il *principio del bilancio di massa*, diffuso soprattutto per la sua larga versatilità spaziale e temporale. Esso consiste

nell'applicazione di un'equazione di conservazione della massa idrica ad un volume di controllo ben definito, che può corrispondere al bacino superficiale o al complesso superficiale più quello sotterraneo, e quindi valutarne le variazioni di riserva idrica nel suolo sommando tutti gli apporti idrici al sistema, decurtati delle perdite, e sottraendo le eventuali uscite.

Particolarmente attenta deve essere, infine, la scelta della scala temporale di applicazione. Infatti, quando si considerano intervalli di tempo relativamente brevi, non è raro verificare, sia alla scala di un bacino idrologico sia a quella di un campo coltivato, che gli apporti idrici al netto delle perdite non bilanciano l'acqua in uscita. Si può cioè verificare una divergenza del flusso, le cui immediate conseguenze sono, da un punto di vista idrologico, un cambiamento nella ricarica dell'acquifero e, da un punto di vista agronomico, una variazione nei consumi idrici della colture conseguente alla variazione del livello di falda.

A puro titolo di esempio, effettuando un bilancio idrologico nell'anno medio, cioè analizzando la dinamica del processo a scala annuale, la disponibilità idrica viene caratterizzata nello spazio e nel tempo e possono essere distinti i seguenti volumi idrici:

- evaporati dagli specchi liquidi o traspirati dalle piante che alimentano l'atmosfera,
- ricaduti sugli oceani e sulle terre emerse per effetto delle precipitazioni,
- alimentanti gli acquiferi sotterranei,
- dalle terre emerse vengono restituiti agli oceani per deflusso superficiale o sotterraneo.

L'elemento motore di questo gigantesco processo di distillazione è costituito dall'energia solare che, in un anno, ammonta mediamente a $3.5 \cdot 10^{15}$ kWh. I volumi idrici sopra elencati sono rappresentati in Fig.2.3, ove è evidenziata la dinamica del fenomeno: la risorsa d'acqua dolce ritenuta utilizzabile è contenuta nell'aliquota di bilancio che, per deflusso superficiale o sotterraneo, torna agli oceani dalle terre emerse (complessivamente 40000 km^3). Naturalmente, questi valori sono da intendersi come indicativi alla scala planetaria.

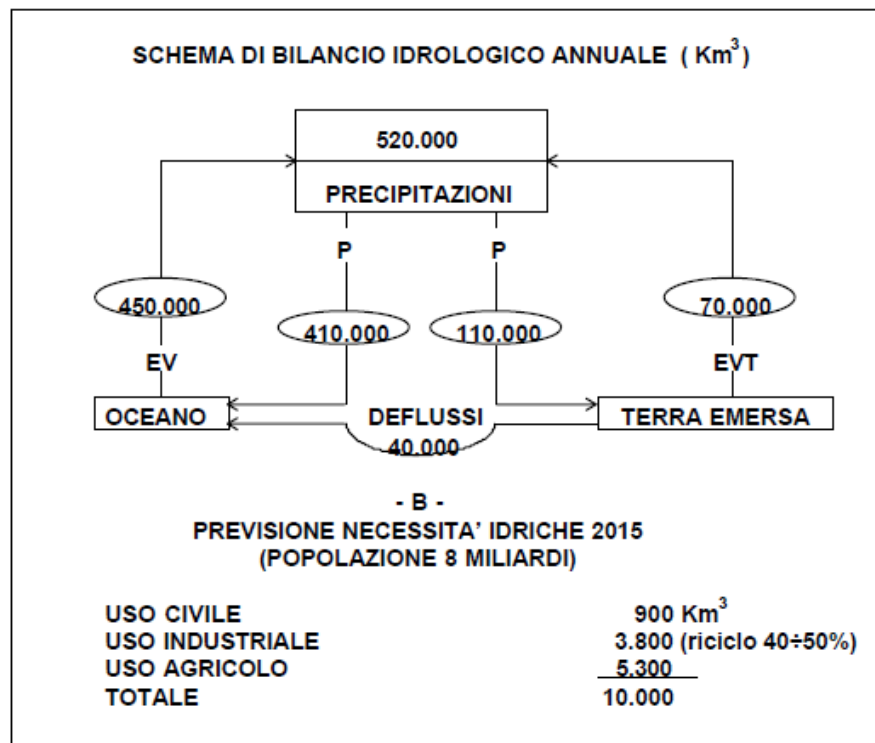


Figura 2-3.3 – Indicazione dei volumi idrici in gioco a scala planetaria in un anno

Nella stessa figura sono riportate le esigenze idriche classificate per utenza, da cui si può facilmente osservare che la maggiore richiesta è costituita dal settore irriguo, che rappresenta più del 50% del totale (10000 km³). E' utile ricordare che, a tutt'oggi, nei paesi in via di sviluppo l'agricoltura utilizza circa l'80% della risorsa disponibile, con punte, nella stagione siccitosa, del 90%. Purtroppo la risorsa naturale è mal distribuita nel tempo e nello spazio: questa è la principale difficoltà alla quale bisogna far fronte approntando su un solido supporto conoscitivo e scientifico.

L'agricoltura svolge inoltre un ruolo primario nel controllo dell'acqua proveniente da apporti naturali e nella distribuzione di quella artificiale per climatizzazione e produzione di biomassa e qualunque operazione

colturale - lavorazione del terreno, fertilizzazione, trattamenti fitosanitari - risulta efficace solo in presenza di un adeguato contenuto idrico nel suolo. L'acqua, oltre a fornire direttamente l'apporto alimentare alle piante ed essere vettore di soluti alimentari (e purtroppo anche di sostanze inquinanti), risulta determinante per il condizionamento climatico dei processi biochimici.

In conclusione il ruolo fondamentale dell'acqua nelle questioni ambientali può essere sintetizzato in tre punti:

- l'ambiente, costituito in gran parte di acqua, è un crogiolo di processi fisici, chimici e biochimici per il quale il contenuto di umidità o l'effetto della massa d'acqua agisce come indispensabile regolatore, anche solo termodinamico;
- ad esclusione delle azioni endogene, alle quali si può identificare il dominio elementare rappresentativo di un territorio o di un ambiente, la generale, se non esclusiva, azione di trasporto naturale delle sostanze avviene attraverso la dinamica dell'aria e dell'acqua, provocata dall'energia solare;
- la difesa del territorio dalle acque, e la conservazione del suolo, sono aspetti importanti della tutela ambientale ed avvengono prevalentemente attraverso la regolazione dei deflussi sui versanti ed in alveo.

In parole povere, una volta approfonditi scientificamente e controllati i complessi processi fisici, chimici e biochimici, che immobilizzano o rendono mobili le sostanze alla piccola scala e chiariscono gli effetti sulla salubrità dell'ambiente, il controllo dell'umidità e quello delle dinamiche dell'aria e dell'acqua sono fondamento della più efficace e razionale azione di tutela ambientale.

L'acqua infine condiziona la produzione come elemento macroeconomico chiave, costituendo lo strumento decisivo per rendere a minor rischio la produzione agricola, consentendo di controllarne quantità e qualità a fronte di altre produzioni a reddito più elevato. Ne consegue un diretto ed autonomo controllo della bilancia alimentare: questo fatto è di grande importanza strategica sulle importazioni ed esportazioni di alimentari, materie prime e conoscenze.

L'acqua è inoltre uno strumento decisivo per una un'efficace politica di tutela territoriale ed ambientale che abbia come obiettivo la conservazione del territorio, del patrimonio forestale e della fertilità del suolo.

Dato che l'equazione del bilancio può comunque essere risolta per uno qualunque dei termini che la compongono, nel presente lavoro l'attenzione sarà particolarmente posta nei confronti dei fenomeni evapotraspirativi al fine di previsione dei fabbisogni irrigui per l'utilizzazione delle acque di irrigazione sia in fase progettuale sia d'esercizio.

In linea generale la precisione della previsione dipende essenzialmente dalla precisione con cui sono misurati o stimati i termini noti del bilancio. I principali problemi che si incontrano nella determinazione del bilancio idrico al fine di valutare tempi e quantità dell'intervento irriguo sono collegati essenzialmente a: misura o stima dell'umidità del terreno; influenza dell'intervallo tra i rilievi; indeterminazione dello strato di suolo soggetto alle variazioni idriche; determinazione delle perdite per ruscellamento o percolazione; determinazione dell'apporto idrico di falda e della efficienza delle piogge; stima del flusso evapotraspirativo.

Volendo concentrare il lavoro sullo studio dei fenomeni evapotraspirativi non è possibile prescindere da un ragionamento di tipo energetico. In assenza di limitazioni idriche, infatti, il fattore dominante di tali processi risulta proprio essere la quantità di energia disponibile.

3 IL BILANCIO ENERGETICO SUPERFICIALE

Volendo concentrare il lavoro sullo studio dei fenomeni evapotraspirativi non è possibile prescindere da un ragionamento di tipo energetico. In assenza di limitazioni idriche, infatti, il fattore dominante di tali processi risulta proprio essere la quantità di energia disponibile.

Anche in questo caso può essere scritta un'equazione di bilancio energetico per un volume di dimensioni finite che si estende dalla superficie del suolo fino all'altezza in cui è valutata la radiazione netta, includendo lo strato di vegetazione presente, così come espresso dalla seguente equazione:

$$H + \lambda E = R_N - G_0 - D_H - S - Q \quad (3.1)$$

3.1. I Flussi Energetici

Tale equazione di bilancio non è altro che un'applicazione della I^a legge della Termodinamica, in cui l'energia disponibile, trasmessa dal sole sottoforma di radiazioni, viene convertita in diverse forme di calore non radiative.

La simbologia utilizzata nell'equazione 3.1 è di seguito spiegata:

- **H** flusso di *Calore Sensibile*, ovvero il calore scambiato tra il suolo e lo strato di aria a contatto per effetto di un gradiente termico. Inizialmente, a causa della collisione delle molecole con la superficie, il trasferimento avviene per conduzione, in seguito il successivo riscaldamento del gas genera dei moti e quindi la propagazione del calore nello strato limite per convezione. Tale flusso può essere calcolato con la seguente relazione:

$$H = \rho c_p C_H u_a (\Theta_a - \Theta_s)$$

dove secondo la metodologia FIFE (Weaver,1994)

$$\rho = 1.2929 \left(p - 3.783 \cdot 10^{-4} q_a \frac{T_a}{2164} \right) \frac{273.13}{101.323 T_a}$$

$$c_p = \frac{1004 + 1820.4M}{1 + M}$$

$$M = \frac{6.22 \cdot 10^{-4} q_a T_a}{2164 \left(p - \frac{q_a T_a}{1000 \cdot 2164} \right)}$$

$$\Theta = T \left(\frac{p}{p_R} \right)^{\frac{-R_d}{c_p}}$$

E secondo Louis (1979):

$$C_H = C_{DN} F_h$$

$$C_{DN} = \frac{k^2}{\left[\ln \left(\frac{z}{z_{0m}} \right) \right]^2}$$

$$z_{0m} = 0.123 h_c$$

- **λE** flusso di *Calore Latente*, calore utilizzato per il passaggio di stato da liquido a vapore; l'aumento di questa componente non determina un innalzamento della temperatura, in quanto l'energia in esso contenuta viene utilizzata per la rottura dei legami intermolecolari dell'acqua; è definito latente in quanto l'energia resta immagazzinata nel fluido per essere rilasciata nel processo inverso di condensazione. Può essere calcolato mediante la relazione proposta da Noilhan e Planton (1989) e Brutsaert (1982):

$$\lambda E = \lambda C_Q \rho u_a (q_g - q_a)$$

$$\lambda = 1000(2501.3 - 2.366[T_a - 273.15])$$

$$C_Q = C_H$$

$$q_g = \alpha_{soil} q_{sat}(T_s)$$

$$q_{sat}(T_s) = \frac{0.622 \varepsilon_{sat}}{p - 0.378 \varepsilon_{sat}}$$

$$\alpha_{soil} = \begin{cases} \frac{1}{2} \left[1 - \cos \left(\pi \frac{\theta}{\theta_{fc}} \right) \right] & \text{se } \theta < \theta_{fc} \\ 1 & \text{se } \theta \geq \theta_{fc} \end{cases}$$

Dove ρ è la densità dell'aria [kg m^{-3}], c_p è il calore specifico dell'aria a pressione costante [$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$], C_H e C_Q sono i coefficienti di trasporto per i rispettivi flussi di calore [-], C_{DN} è il coefficiente di trasporto in condizioni neutrali, u_a è la velocità del vento [m s^{-1}], Θ_a e Θ_s sono le temperature potenziali dell'aria e superficiali [K], q è l'umidità specifica [kg m^{-3}], λ è il calore latente di vaporizzazione [J kg^{-1}], e_{sat} è la pressione di vapore a saturazione [kPa], α_{soil} è l'umidità relativa dell'aria in corrispondenza della superficie, θ è il contenuto di umidità volumetrica alla superficie, mentre θ_{fc} è la capacità di campo.

Le espressioni presentate per la valutazione dei flussi di calore sensibile e latente sono ricavati sfruttando particolari coefficienti di trasferimento turbolento (K_s) che mettono in analogia gli sforzi turbolenti con le componenti medie, così come accade per i flussi laminari (Garratt, 1992). In tal modo si riesce a legare qualsiasi flusso turbolento al gradiente della quantità generica trasferita (s):

$$\overline{u's'} = -K_s \frac{d\bar{s}}{dx}$$

Applicando la teoria della similitudine atmosferica è possibile ottenere le relazioni, presentate in termini finiti, in funzione di coefficienti di resistenza al trasporto del calore e vevoli in

determinate condizioni di profilo logaritmico di velocità del vento.

- **Rn** *Radiazione Netta*, energia trasmessa dal sole sottoforma di radiazioni, considerata positiva durante le ore diurne e negativa durante le ore notturne, depurata dalle aliquote riflesse nuovamente nello spazio dal sistema suolo-atmosfera.

Infatti la qualità e la quantità dell'energia radiante che giunge sulla superficie terrestre è modificata dai processi di assorbimento da parte dei gas dell'atmosfera (vapore acqueo, anidride carbonica, ossigeno, ecc.), dalla diffusione determinata dalle molecole e dalle particelle presenti nell'atmosfera e, quando presenti, dalle nuvole. La maggior parte dell'energia radiante che raggiunge la superficie terrestre è a onde corte, una parte della quale è riflessa dalle superfici su cui incide. La frazione percentuale di energia riflessa (albedo, α) dipende sia da fattori ambientali variabili nel tempo (ad esempio l'altezza del sole sull'orizzonte) sia dalle caratteristiche della superficie raggiunta dai raggi solari. Nel caso delle coperture vegetali la vegetazione alta riflette solitamente una frazione di radiazione inferiore rispetto a quella bassa.

Parte dell'energia radiativa assorbita dalla terra viene irradiata nuovamente verso l'atmosfera nel campo delle onde lunghe in maniera proporzionale alla temperatura superficiale. Lo stesso accade per i gas che costituiscono l'atmosfera, che riflettono a loro volta tale energia nello stesso campo di lunghezza d'onda.

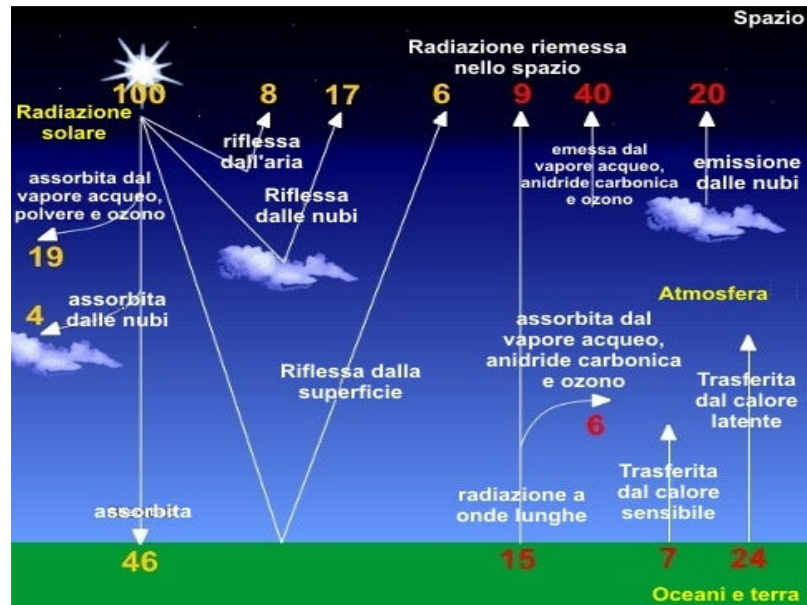


Figura 3.1-1 Bilancio di radiazione solare

La radiazione netta da considerare ai fini del bilancio risulta quindi essere una combinazione di radiazioni ad onde lunghe e onde corte:

$$R_N = (1 - \alpha)R_t - \varepsilon_t L_{in} + L_{out}$$

Dove α rappresenta l'albedo [-] ovvero il rapporto tra l'energia solare incidente e l'energia solare riflessa, ε_s è l'emissività superficiale [-], R_t è la radiazione solare globale, L_{in} e L_{out} sono le radiazioni ad onde lunghe emesse dall'atmosfera e dal suolo [$W m^{-2}$].

Essendo la componente ad onda corta consistente e predominante durante le ore diurne, rispetto alla componente ad onda lunga che invece è pressochè costante, la radiazione netta risulta essere positiva durante il giorno e negativa durante la notte con una tendenza a valori nulli in corrispondenza dell'alba.

- **G**, *Flusso di Calore al Suolo*, ovvero calore trasferito dalla superficie verso gli strati sottostanti innescato sempre da un gradiente

verticale di temperatura. Il suo valore ad un determinato livello di profondità può essere desunto dalla legge di Fourier per la conduzione di calore in un mezzo omogeneo:

$$G(z) = -k_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \cong k_s \frac{T_s - T'}{\Delta z'}$$

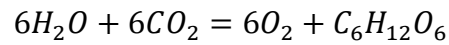
Dove $k_s = \rho_s c_s \kappa_s$ è la conducibilità termica [$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$], z profondità nel terreno [m], e T la temperatura alla determinata profondità z . Tale componente può assumere sia valori positivi che negativi a seconda che ci sia in corso un riscaldamento o un raffreddamento della superficie. Essa è legata alla presenza di copertura vegetativa e dalle condizioni di umidità del suolo. La conducibilità termica è strettamente legata alle condizioni di umidità del suolo, in quanto l'aria, cattivo conduttore di calore, presente nei pori viene sostituita da acqua, che invece ne costituisce un buon conduttore.

- **Dh**, Flusso di energia orizzontale dovuto ai fenomeni di advezione. Per advezione s'intende il trasporto orizzontale di aria con caratteristiche termodinamiche diverse rispetto a quella che incontra lungo il percorso. Questo fenomeno, piuttosto comune nei climi mediterranei aridi o sub-aridi, comporta delle notevoli ripercussioni sul bilancio energetico delle colture. In caso di advezione di aria più calda, infatti, il movimento orizzontale dell'aria determina l'apporto di una quota aggiuntiva di energia e il flusso evapotraspirativo potrà essere anche superiore alla radiazione netta disponibile. Questo termine diviene significativo solo in particolari condizioni di ubicazione della stazione di misura in posizioni di bordo (Thom, 1975), e generalmente può essere trascurato.
- **S**, variazione del calore totale immagazzinato nell'aria e nella biomassa contenuti nello strato compreso tra il suolo e l'altezza di rilevamento della strumentazione. Può essere espressa come somma di quattro componenti (Lindroth et al., 2009):

$$S = S_{CO_2} + S_a + S_c + S_s + S_q$$

Che rappresentano rispettivamente il flusso di energia dovuto alla fotosintesi, la variazione di entalpia nell'aria, la variazione di entalpia dello strato di vegetazione, la variazione di entalpia nello strato di suolo e la variazione di umidità atmosferica.

Durante il processo di fotosintesi acqua e anidride carbonica vengono utilizzate per la produzione di ossigeno e glucosio secondo la reazione:



L'energia utilizzata per tale processo è quantificata nella variazione dell'energia libera di Gibbs e valutata pari a 11 Wm^{-2} per $1 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (Nobel, 1974).

L'entalpia dell'aria è invece valutata secondo la relazione:

$$S_a = \rho_a c_p \int_0^h \frac{dT_a}{dt} dz_a$$

dove T_a è la temperatura dell'aria, c_p è il calore specifico dell'aria umida e h è l'altezza della strumentazione di misura.

L'entalpia dello strato di vegetazione può essere desunta dalla relazione:

$$S_c = \frac{\Delta T (m_w c_w + m_b c_b)}{\Delta t}$$

dove m_w e m_b rappresentano le masse di acqua e biomassa che costituiscono la vegetazione desunte da un campionamento approfondito della stessa e c_w e c_b sono i rispettivi valori di calore specifico.

Un approccio simile è utilizzato per la valutazione del flusso di calore immagazzinato nello strato di suolo:

$$S_{soil} = (\theta_w m_{sw} c_w + \rho_s c_s) \int_0^{z_p} \frac{\partial \Theta}{\partial t} dz$$

E infine la variazione di umidità atmosferica valutata come:

$$S_a = \rho_a L \int_0^h \frac{dq}{dt} dz$$

- **Q**, somma di eventuali ulteriori sorgenti e pozzi di energia, come ad esempio l'energia assorbita dai processi biochimici della vegetazione.

Queste ultime due componenti del bilancio energetico assumono solitamente valori molto modesti, che non vanno ad influenzare il rapporto di chiusura del bilancio, soprattutto in zone in cui vi è assenza di una vegetazione alta e fortemente addensata, per cui vengono solitamente trascurate.

Tutte le componenti del bilancio sono presentate nella forma di densità di flusso di energia istantanea, misurate infatti in Wm^{-2} , e per convenzione sono considerate col segno positivo quando sono uscenti dalla superficie terrestre ad eccezione della radiazione solare, che invece risponde alla convenzione opposta.

Siccome la maggior parte dei processi sono innescati da un gradiente di temperatura, i flussi di energia possono invertire il loro segno nell'arco della giornata e annullarsi in condizioni di assenza di acqua, come nel caso del calore latente, come mostrato nella seguente immagine.

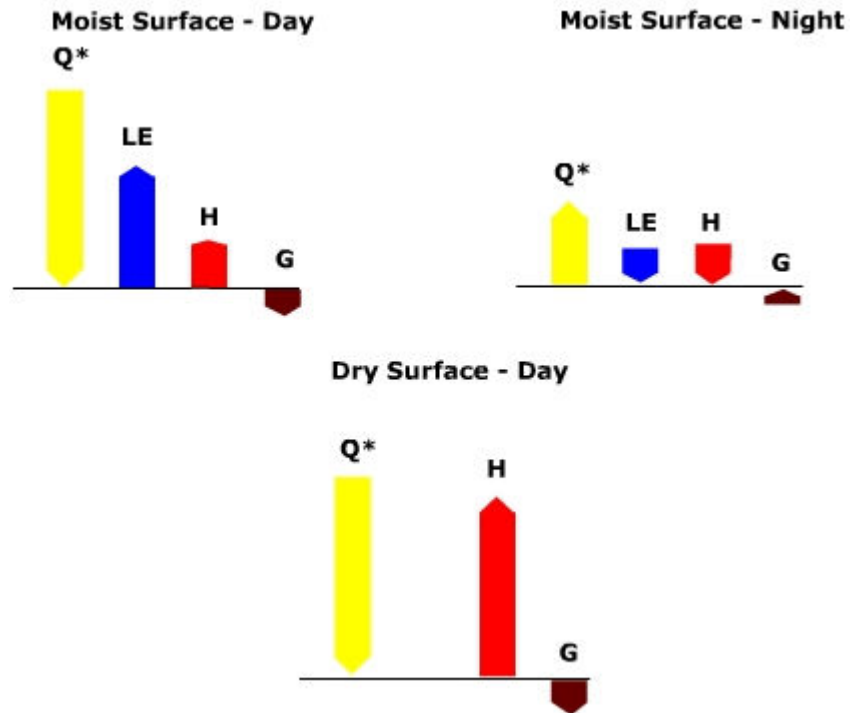


Figura 3.1-2 Differenza nell'andamento dei flussi di energia tra il giorno e la notte per ecosistemi umidi e aridi

È interessante notare come, nel caso di ambienti in cui vi è scarsità di acqua, la radiazione netta trasmessa dal sole si trasforma quasi per intero in calore sensibile determinando un surriscaldamento elevato dell'atmosfera. Ciò a dimostrazione del grande effetto di mitigazione che la sola presenza di acqua può determinare sulla temperatura atmosferica, confermando il suo ruolo centrale nell'equilibrio globale, al di là degli aspetti legati alla vita di tutti gli organismi.

3.2. Lo Strato Limite Atmosferico

Il dominio atmosferico a cui sono circoscritti i termini di bilancio è contenuto all'interno dello strato dell'atmosfera a diretto contatto con la superficie e meglio conosciuto come Strato Limite Atmosferico (*Atmospheric Boundary Layer o Planetary Boundary Layer*). Esso costituisce lo

strato più basso della Troposfera e si distingue dal resto di quest'ultima (definita Atmosfera Libera) per alcune caratteristiche peculiari principalmente legate la forte mescolamento turbolento.

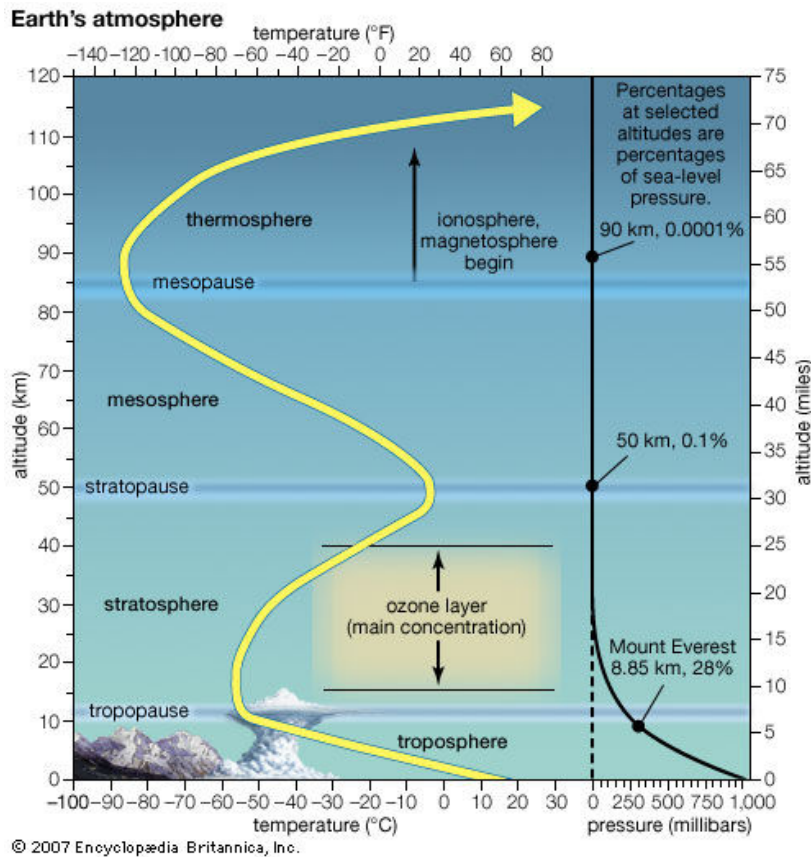


Figura 3.2-1 Stratificazione dell'atmosfera terrestre e profilo di temperatura

Lo Strato Limite Atmosferico, per la sua dislocazione nell'atmosfera, ha un'influenza significativa sulla vita umana e sul piano climatico-meteorologico e ambientale; infatti:

- la sua composizione necessita di essere continuamente monitorata, in quanto l'essere umano trascorre la maggior parte della propria vita nell' ABL;
- le previsioni meteorologiche riguardano essenzialmente l' ABL;

- gli agenti inquinanti emessi dalle sorgenti presenti sulla terra vengono intrappolati nell' ABL;
- la nebbia si forma nell'ABL;
- l'aviazione, il commercio mercantile e la maggior parte delle attività umane vengono condotte nell'ABL;
- la sorgente di energia più importante per l'intera atmosfera è la radiazione solare che, per la maggior parte, è assorbita dalla terra, e trasmessa al resto dell'atmosfera da processi fisici termodinamici che caratterizzano l'ABL;
- circa il 50 % dell'energia cinetica dell'atmosfera è dissipata nell'ABL attraverso l'attrito e la turbolenza.
- l'evoluzione dei temporali e degli uragani è legata alla crescita dell'umidità nell'ABL;
- le sorgenti degli aerosol si trovano sulla superficie della terra e, quindi, l'ABL contiene concentrazioni di aerosol molto più alte rispetto alla libera atmosfera;
- i parametri dell'ABL (altezza, stratificazioni interne, ecc.), infine, si rivelano utili come parametri di input per l'applicazione di modelli atmosferici e per la validazione degli stessi.

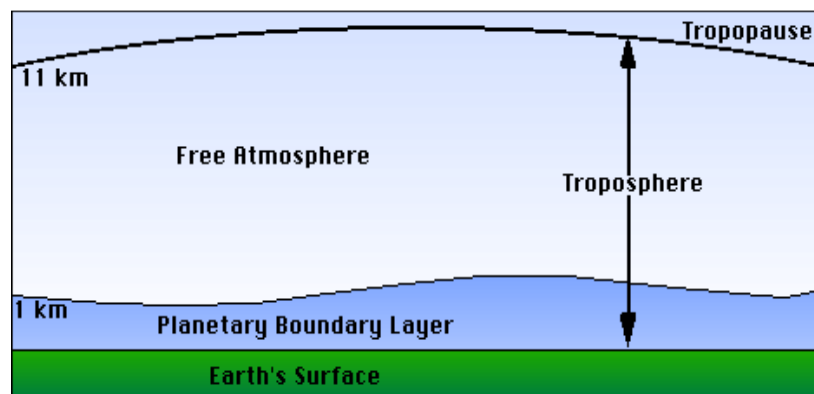


Figura 3.2-2 Strato Limite Atmosferico

Lo Strato Limite Atmosferico si contraddistingue dal resto della troposfera principalmente per due motivi: è direttamente influenzato dalla morfologia della superficie terrestre, dai fenomeni che su di essa hanno luogo e da tutte le attività umane, e ha una risposta temporale piuttosto rapida, dell'ordine di grandezza di un'ora o meno, alle sollecitazioni derivanti dalla superficie (forzanti superficiali); ciò non

significa che l'ABL raggiunga uno stato di equilibrio in tale lasso di tempo, ma solo che altera apprezzabilmente il suo stato iniziale.

I cambiamenti che in esso si osservano sono riconducibili alla concomitanza di una serie di fattori legati all'interazione tra superficie terrestre e lo strato di atmosfera sovrastante. Tali fattori, indicati con il termine di *forzanti superficiali*, hanno un carattere sia naturale che antropico ed includono la resistenza aerodinamica causata dalla forza d'attrito viscoso, l'evaporazione e la traspirazione, il riscaldamento e il raffreddamento, la morfologia del terreno che induce modifiche del flusso d'aria, l'emissione di grandi masse di inquinanti (dovute a sorgenti naturali o umane).

Sono proprio questi forzanti che inducono continui cambiamenti nello Strato Limite e influiscono sul suo spessore, provocandone una grande variabilità nello spazio e nel tempo. Esso si estende, infatti, dalla superficie terrestre fino ad un'altitudine variabile tra 0.5 e 2.5 km.

Uno dei fattori principali che influisce sullo spessore dell'ABL è la *variazione diurna della temperatura* in prossimità della superficie terrestre. Tale ciclo non è dovuto all'assorbimento diretto della radiazione solare da parte dell'ABL; la maggior parte dell'energia è infatti trasmessa alla terra, dove si registrano assorbimenti tipici dell'ordine del 90%. Pertanto sono le radiazioni provenienti dal basso che influiscono sull'ABL, portando a un suo riscaldamento durante il giorno e al raffreddamento radiativo nell'infrarosso di notte, con conseguenti continui cambiamenti della sua struttura interna.

Del tutto in generale i cambiamenti dell'ABL indotti dai forzanti superficiali avvengono attraverso tipici movimenti che caratterizzano questo strato e che sono responsabili del trasporto da una regione all'altra di grandezze come l'umidità, il calore, la quantità di moto e gli inquinanti.

Tali movimenti hanno un'influenza significativa sul tempo meteorologico (cioè su tutta la serie di condizioni da cui esso dipende: variazione di intensità e direzione del vento, mutamenti di temperatura e di pressione atmosferica, precipitazioni) e sul piano ambientale.

I movimenti che avvengono in troposfera sono generalmente classificati in movimenti verticali rispetto alla superficie terrestre e in movimenti orizzontali; anche se di diversa entità e caratteristiche, essi interagiscono continuamente.

I movimenti orizzontali (cioè i venti) sono più complessi e più comuni di quelli verticali ed agiscono su scale diverse: da quelli a larga scala che

costituiscono la circolazione generale della troposfera fino a circolazioni su scale più piccole, meno regolari e più localizzate (brezze).

Questi processi sono provocati da un ineguale riscaldamento solare della superficie terrestre, dovuto all'inclinazione dell'asse di rotazione terrestre. La differenza di temperatura sulla superficie terrestre produce piccole differenze orizzontali di pressione atmosferica tra punti che si trovano alla stessa quota dal livello del mare. Tale disparità favorisce lo spostamento orizzontale di masse d'aria, da zone ad alta pressione a zone a bassa pressione, cioè, l'insorgere dei venti, che si dividono in regolari ed onde.

I movimenti verticali, responsabili della formazione di nubi e delle precipitazioni, producono uno dei più importanti processi di trasporto nell'ABL, la turbolenza, che in alcuni casi è usata per definire lo stesso strato limite. Tale moto è generato da effetti non lineari e consiste in un insieme di vortici di dimensioni diverse che interagiscono tra loro, dando luogo a un moto caotico dell'aria. La maggior parte della turbolenza nell'ABL è generata dai forzanti superficiali e può, pertanto, essere causata da effetti meccanici e/o da effetti termici

Per quanto riguarda la turbolenza di origine meccanica, la causa di questo moto è legata all'attrito dell'aria con il suolo e alla viscosità stessa dell'aria. Siccome la viscosità di un gas aumenta all'aumentare della temperatura e siccome l'intensità dei venti diminuisce in prossimità della superficie terrestre per l'interazione dell'aria con la superficie e gli ostacoli presenti su di essa (alberi, edifici), si osserva che questo tipo di turbolenza non è uniforme in tutto lo strato limite atmosferico ma risulta particolarmente intensa in prossimità della superficie terrestre, per poi scemare procedendo verso quote più alte, sia di giorno che di notte. Ciò produce un gradiente verticale di velocità che favorisce una condizione di instabilità nella massa del fluido.

La turbolenza d'origine termica è invece causata da significativi aumenti locali di temperatura prodotti dal riscaldamento della Terra, che a sua volta favorisce il riscaldamento dal basso degli strati d'aria ad essa adiacenti. Questi strati si vengono a trovare al di sotto di strati più freddi e più densi che, per effetto del campo gravitazionale terrestre, discendono e spingono verso l'alto la zona più bassa e più calda della troposfera. Si stabilisce nella massa del fluido una circolazione continua e prevalentemente verticale, in cui masse d'aria calda producono correnti ascendenti (correnti termiche) a cui sono associate moti discendenti

d'aria fredda. A questo fenomeno si attribuisce il nome di turbolenza convettiva.

I vortici associati ai moti turbolenti appena descritti (cioè quelli originati dai forzanti superficiali), sono quelli più intensi e raggiungono dimensioni che possono essere comparabili con lo spessore del PBL, cioè possono avere un diametro che va da 100 a 3000 m. Si comprende dunque perché, all'interno dell'ABL, la turbolenza costituisca un processo di trasporto più efficiente della diffusione molecolare e favorisca una rapidità di risposta ai forzanti superficiali, maggiore che non nel resto della troposfera, dove la quasi totale assenza di turbolenza rende estremamente lente le risposte e quasi nulli i mescolamenti dell'aria.

Sulla terraferma, invece, in regioni di alta pressione, l'ABL ha una struttura ben definita, correlata all'orografia della regione sottostante e fortemente variabile, anche se in modo regolare, durante la giornata (ciclo diurno dell'ABL). Nonostante le diversità indicate, è possibile individuare una caratteristica comune dello strato limite sia sul mare che sulla terraferma. Esso risulta essere generalmente più sottile in zone di alta pressione piuttosto che in quelle di bassa pressione.

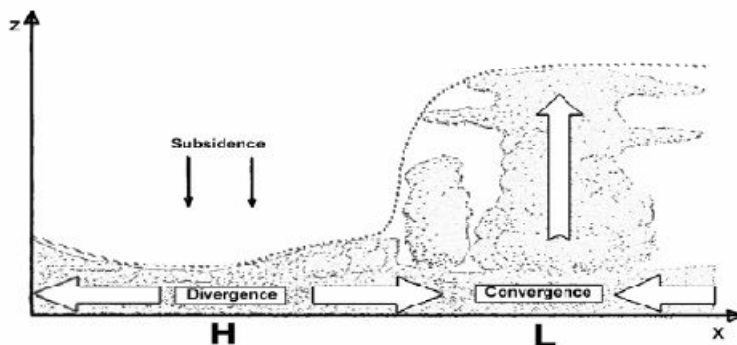


Figura 3.2-3 Effetto della pressione sullo spessore dello strato limite

In figura 3.2-3 si osserva che l'alta pressione causa uno schiacciamento dell'aria contenuta nello Strato Limite Atmosferico che si sposta orizzontalmente verso zone di bassa pressione (divergenza orizzontale dell'aria), dove attraverso moti convettivi, si allontana dalla superficie (convergenza verticale verso l'alto) e raggiunge l'alta troposfera. Allora, profondità ridotte dell'ABL sono associate a situazioni atmosferiche stabili e prive di nuvole. Nelle zone di bassa pressione, la convergenza e

i moti convettivi favoriscono spostamenti di masse d'aria in verticale fino a quote elevate, causando la formazione di nuvole cumuliformi o stratocumuli. In queste circostanze è complicato stabilire fisicamente la sommità dell'ABL e per convenzione si assume come sua altezza la base delle nuvole.

Si è detto che l'atmosfera terrestre è parzialmente trasparente alla radiazione solare: la parte che di questa arriva al suolo viene assorbita e poi trasferita allo strato d'aria adiacente, cioè allo strato limite, sotto forma di calore sensibile (conduzione) oppure di calore latente sviluppato nei cambiamenti di stato acqua liquida - vapore acqueo e viceversa.

Di giorno predominano gli scambi energetici dovuti alla turbolenza convettiva e ai venti: al sorgere del sole, il suolo, inizialmente freddo, è riscaldato dalla radiazione solare provocando la formazione dei flussi verticali di calore sensibile e latente. Si sviluppa così uno strato convettivo turbolento al suolo, dovuto al moto ascensionale di sottili pennacchi di aria calda, soggetti ad una forza di galleggiamento positiva (correnti termiche ascendenti).

Quando il sole tramonta, l'azione radiativa in prossimità della superficie non si arresta immediatamente: si ha una riduzione graduale delle correnti termiche risalenti dalla superficie terrestre.

Di notte, il suolo si raffredda e l'aria a contatto con esso pure, divenendo più densa e arrestando ogni processo convettivo. Per lo stesso motivo, anche i venti diminuiscono. Pertanto di notte, predomina nell'ABL un meccanismo di raffreddamento radiativo con scambi energetici ristretti a poche centinaia di metri a causa dell'opacità dell'aria

Un indicatore della turbolenza atmosferica responsabile dei mescolamenti dell'aria che influiscono sul piano meteorologico ed ambientale è senz'altro la stabilità atmosferica.

Trascurando il contributo meccanico della turbolenza perché produce una turbolenza di minore intensità e più localizzata, la stabilità atmosferica è definita in base al criterio per cui una massa d'aria circostante la Terra è considerata stabile se strati d'aria calda sovrastano tale massa e, quindi, non sono possibili ulteriori movimenti verticali di tipo convettivo, instabile in caso contrario, cioè quando la temperatura diminuisce all'aumentare della quota.

Ne consegue che la stabilità verticale è fortemente dipendente dalle condizioni termiche che si creano in prossimità della superficie terrestre

e che determinano nella troposfera e in particolare nello Strato Limite, i moti convettivi. Tali condizioni dipendono, a loro volta, dalla differenza tra la temperatura del suolo e quella degli strati d'aria sovrastanti, in altre parole dal gradiente termico verticale, che fornisce il tasso di diminuzione della temperatura con la quota:

$$\gamma = -\frac{dT}{dz}$$

In base alla definizione, un valore positivo e costante indica una diminuzione Lineare di T con la quota, andamento caratteristico della temperatura troposferica.

Le condizioni di stabilità di una massa d'aria in atmosfera possono essere, dunque, dedotte analizzando la stabilità di una particella che si espande adiabaticamente in un gas ideale e ottenendo i seguenti criteri di stabilità atmosferica:

$$\begin{aligned} \gamma > \gamma' & \quad \frac{1}{z} \frac{d^2 z'}{dt^2} > 0 & \quad \text{equilibrio stabile} \\ \gamma = \gamma' & \quad \frac{1}{z} \frac{d^2 z'}{dt^2} = 0 & \quad \text{equilibrio neutro} \\ \gamma < \gamma' & \quad \frac{1}{z} \frac{d^2 z'}{dt^2} < 0 & \quad \text{equilibrio instabile} \end{aligned}$$

Dove i termini con l'apice sono riferiti alla generica particella d'aria, mentre quelli senza apice sono riferiti all'ambiente circostante.

Si consideri una particella che, messa in moto dal riscaldamento solare della superficie terrestre, comincia a salire verso strati d'aria atmosferici di minore densità e si espande spontaneamente, a seguito di una diminuzione di pressione, raffreddandosi (raffreddamento adiabatico convettivo). Se $\gamma > \gamma'$, cioè se il gradiente termico dell'atmosfera circostante è maggiore di quello della particella, la temperatura della particella diminuisce più lentamente di quanto non faccia la temperatura del resto dell'atmosfera: la particella ha sempre una temperatura maggiore di quella dell'aria che la circonda e quindi continua a salire, producendo un moto di convezione instabile. Da un punto di vista meccanico, ciò corrisponde al fatto che lo spostamento subito dalla particella è concorde con la spinta di Archimede che imprime un'accelerazione verticale verso l'alto alla particella (galleggiamento positivo, equilibrio instabile).

Se $\gamma = \gamma'$, cioè se i due gradienti sono uguali, non si osserva alcuno spostamento della particella dalla sua posizione iniziale in quanto la forza di galleggiamento è nulla: la temperatura e la pressione della particella sono identiche alla temperatura e alla pressione dell'ambiente circostante ad ogni quota, cioè la particella è sempre in equilibrio con l'ambiente (assenza di galleggiamento, equilibrio indifferente).

Se $\gamma < \gamma'$, cioè se il gradiente termico dell'atmosfera è minore di quello della particella, il profilo di temperatura della particella diminuisce più rapidamente di quanto non faccia la temperatura atmosferica all'aumentare della quota: la particella può salire in quota finché non raggiunge uno strato in cui l'aria circostante ha la sua stessa temperatura. Si produce in questo caso una condizione di stabilità verticale in cui la forza di galleggiamento si oppone allo spostamento della particella (galleggiamento negativo, equilibrio stabile).

In condizioni di stabilità, lo strato limite non è nettamente identificabile e la turbolenza è molto debole rispetto al caso instabile, e di conseguenza lo spessore dello strato non supera le poche centinaia di metri.

4. PROCESSI EVAPOTRASPIRATIVI

L'evaporazione consiste nel passaggio dell'acqua dallo stato liquido a quello di vapore. Questo processo fisico è controllato sia dalla disponibilità di energia alla superficie evaporante sia dalla facilità con cui il vapore acqueo può diffondere nell'atmosfera. I processi fisici responsabili della diffusione del vapore nell'atmosfera possono essere diversi ma le leggi fisiche che regolano la perdita di vapore acqueo dalla superficie, ad esempio, di un lago, dal suolo nudo o da una superficie vegetale, sono essenzialmente identici.

Per le superfici vegetali è consuetudine distinguere l'evaporazione (E) del suolo dalla quantità di vapore acqueo che si trasferisce all'atmosfera attraverso i tessuti vegetali (traspirazione, T). Il risultato complessivo è detto appunto evapotraspirazione (ET) e, convenzionalmente, i due termini E e T sono considerati additivi.

Il termine evapotraspirazione è di chiara ispirazione agronomica e vuole segnalare l'intervento di fattori biologici nei processi fisici. Venne introdotto per indicare la dispersione del vapore acqueo verso l'atmosfera a partire dal terreno e dalle piante, in quanto in precedenza l'attenzione degli studiosi era concentrata solo sul vapore acqueo disperso dalle piante e quindi sulla traspirazione. In realtà anche la traspirazione è un processo evaporativo e l'influenza della struttura e della fisiologia vegetale non mutano la natura del fenomeno. L'evaporazione del suolo e la traspirazione delle piante, finché l'acqua è disponibile senza limitazioni, dipendono solo dalle condizioni ambientali (il livello di energia solare disponibile, la ventosità, ecc.). Quando, invece, la disponibilità idrica si riduce, nel suolo e nelle piante si manifestano meccanismi di controllo del flusso di vapore acqueo differenti.

Nel caso del terreno, man mano che l'acqua inizia a scarseggiare, in un crescente numero di zone la superficie di contatto tra l'acqua allo stato liquido e l'aria arretra (gli strati superficiali del suolo diventano cioè più secchi di quelli profondi).

Affinchè il flusso evaporativo possa continuare sarà quindi necessario un movimento (diffusione) di acqua verso la superficie, attraverso le porosità del terreno. Nel caso delle piante, invece, il meccanismo di controllo del flusso di vapore acqueo è decisamente diverso. Quando la disponibilità idrica è limitata, le piante da un lato riducono le perdite di acqua nell'atmosfera attraverso la chiusura parziale delle aperture stomatiche e dall'altro aumentano la propria capacità di estrarre acqua dal terreno.

La distinzione convenzionale fra traspirazione delle piante ed evaporazione del suolo nasce appunto da questa sostanziale differenza di comportamento delle superfici vegetali rispetto al suolo, anche se i due processi sono sempre stati studiati congiuntamente, non solo per le analogie delle leggi termodinamiche che li regolano, ma anche per la difficoltà operativa riscontrata nella distinzione quantitativa dei due contributi, soprattutto quando si manifestano contemporaneamente.

La conoscenza dell'entità dell'evaporazione e della traspirazione risulta essere un dato importante per:

- la pianificazione dell'uso delle risorse idriche
- il funzionamento dei serbatoi di accumulo
- la generazione di energia idroelettrica
- irrigazione
- scelta delle colture
- la comprensione del funzionamento degli ecosistemi
- la predizione dell'impatto del cambio climatico.

Dato il ruolo di centralità assunto da quest'argomento nel presente lavoro, si è ritenuto necessario approfondire la problematica, estendendo lo studio anche ai processi che interessano più direttamente la vegetazione e la sua interazione con il suolo e l'atmosfera.

4.1. Traspirazione

La traspirazione è un processo fisiologico complesso delle piante, soggetto anche a leggi di tipo termodinamico e aerodinamico, attraverso il quale l'acqua viene trasferita dal suolo all'atmosfera mediante la struttura vegetativa.

Il processo ha inizio nel terreno, dove l'acqua, che si muove secondo le leggi dell'idraulica, viene aspirata dall'apparato radicale delle piante per suzione, fenomeno strettamente dipendente dalla temperatura e dalla respirazione della pianta, e convogliata verso le parti alte della pianta attraverso i sottili canali xilematici. L'energia solare permette la traspirazione della pianta favorendo l'evaporazione di acqua attraverso gli stomi dell'apparato fogliare, in corrispondenza dei quali si crea una tensione negativa responsabile del movimento ascensionale (gradiente di potenziale idrico).

Le quantità d'acqua traspirate sono direttamente collegate con le necessità di nutrimento minerale della piante e col meccanismo della fotosintesi. Affinché quest'ultima avvenga è necessario che vi sia un contatto tra una superficie cellulare umida e l'anidride carbonica presente, allo stato gassoso, nell'atmosfera, in modo che questa possa penetrare nelle cellule, quasi impermeabili all'ingresso della CO₂, entrando in soluzione. Per l'esposizione all'aria, ciò comporta inevitabilmente una evaporazione di acqua.

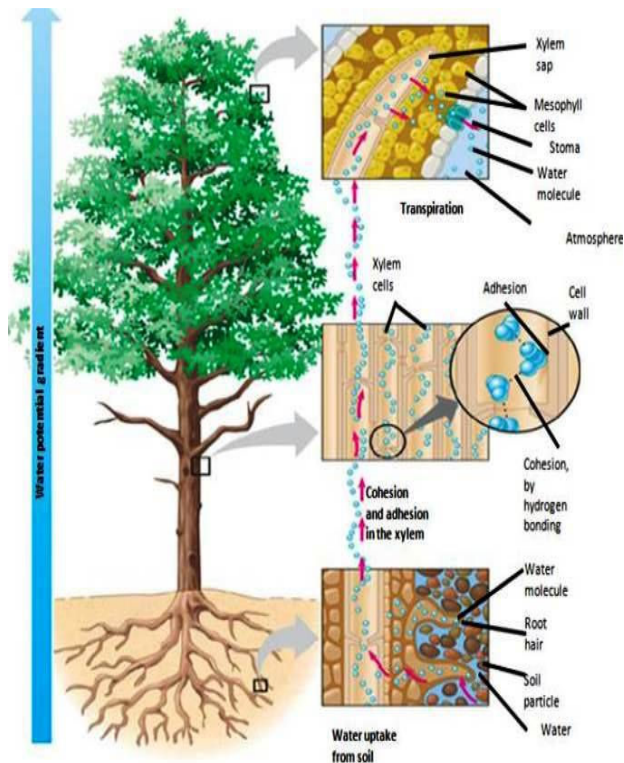


Figura 4.1-1 Processo di traspirazione

Pertanto ogni riduzione di traspirazione conduce a una limitazione nell'apporto di anidride carbonica; in altri termini, in una pianta verde fotosintesi e traspirazione sono intimamente legate.

Oltre il 90 % dell'acqua traspirata da una pianta superiore viene eliminata attraverso gli stomi, piccole aperture dell'epidermide fogliare, regolate da turgore delle cellule di chiusura che le delimitano, generalmente presenti in percentuale maggiore sulla faccia superiore della foglia. Per consentire l'acquisizione di anidride carbonica e ridurre la disidratazione della pianta, gli stomi sono dotati di un sistema di regolazione dei movimenti di apertura e di chiusura che risponde alle diverse condizioni ambientali: quantità d'acqua disponibile per la pianta, radiazione solare, temperatura, concentrazione di anidride carbonica, umidità relativa.

Una quantizzazione di queste influenze è quanto mai difficile anche per il diverso comportamento delle varie specie. Ad esempio molte piante (cereali, leguminose, girasole, ecc.), indipendentemente dall'acqua

disponibile, chiudono gli stomi di notte e li aprono durante il giorno, in molte specie, invece, un aumento della concentrazione di anidride carbonica ne provoca l'apertura; con temperature superiori ai 30-35°C si ha generalmente la chiusura degli stomi, ma questa può essere impedita da basse concentrazioni, di anidride carbonica.

Per i motivi ora detti e per il fatto che la quantità di acqua traspirata dipende anche dall'umidità relativa dell'aria e dalla ventilazione, solo a livello di ricerca è pensabile che quantizzare derivi da un'analisi del fenomeno fatta su tempi brevi, ma nella pratica tecnica si fa solitamente riferimento a periodi piuttosto lunghi (decade o mese).

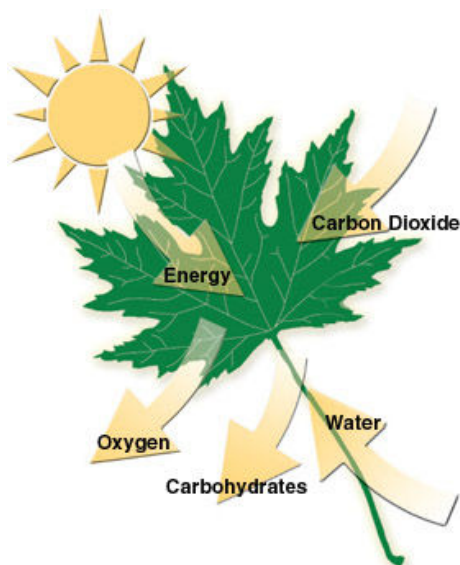


Figura 4.1-2 Il processo di Fotosintesi

Ulteriori fattori che possono controllare la traspirazione fogliare sono costituiti dalle resistenze alla diffusione delle vie di traspirazione: la *resistenza stomatica* (r_s), cioè la resistenza associata alla diffusione attraverso la rima stomatica, e la *resistenza dello strato limite fogliare* (r_b), cioè la resistenza legata allo strato di acqua immobile che si trova sulla superficie della foglia, da dove il vapore acqueo si diffonde nello strato turbolento dell'atmosfera. Dal grafico riportato in Fig. 4.2.4 si nota la dipendenza di quest'ultimo fenomeno dalla velocità del vento, a cui è inversamente legato anche lo spessore dello strato limite atmosferico (velocità del vento maggiori riducono lo spessore dello strato favorendo la diffusione stomatica).

Allo stesso tempo l'azione del vento può, sia sfavorire i processi di traspirazione, causando una riduzione della temperatura fogliare per conduzione, sia generare un trasporto del vapore acqueo per convezione che determina un ripristino del gradiente di concentrazione di quest'ultimo nell'atmosfera.

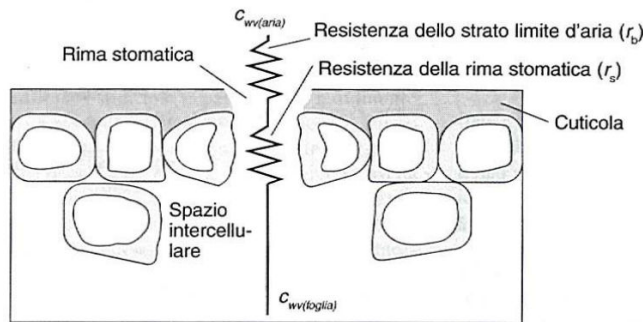


Figura 4.1-3 Schematizzazione della resistenza stomatica r_s e della resistenza dello strato limite d'aria r_b

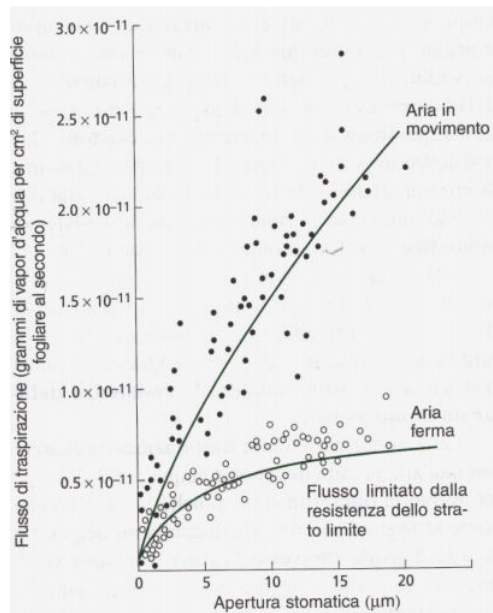


Figura 4.1-4 Andamento del flusso di traspirazione in funzione dell'apertura stomatica

Molto importante ai fini dello studio del tasso evaporativo delle piante è sicuramente la valutazione della *condizione di stress* della coltura. Tale condizione può essere indotta, sia in condizioni naturali che agrocolturali, da diversi fattori come la scarsità d'acqua e di nutrienti, le variazioni di temperatura e la carenza di ossigeno, ed ognuno di essi può agire sulle condizioni della pianta con tempistiche differenti. La condizione di stress si verifica in tempi più rapidi se indotta dal fattore temperatura e in tempi dell'ordine di svariati giorni nel caso di deficit idrico.

In un clima semi-arido, come quello mediterraneo, i principali responsabili del verificarsi delle condizioni di stress per una coltura e quindi fattori limitanti per i fenomeni di traspirazione, sono sicuramente le temperature eccessive e la mancanza d'acqua.

L'innalzamento della temperatura, causata da una radiazione solare elevata, determina un surriscaldamento della superficie fogliare e induce la pianta ad aumentare l'attività traspirativa in modo da contenere l'aumento di temperatura utilizzando il calore radiativo per la rottura dei legami intermolecolari dell'acqua di riserva, trasformandolo quindi in calore latente. È così che la traspirazione diviene anche un meccanismo di regolazione della temperatura della pianta, a spese però di un rapido consumo della risorsa idrica disponibile.

In condizioni di stress idrico, invece, la coltura può ridurre notevolmente la capacità di traspirazione fino ad arrivare a dimezzare il quantitativo evaporato rispetto a quello che avrebbe in condizioni di piena disponibilità idrica, e ciò attraverso lo sviluppo di diversi meccanismi di difesa:

- riduzione dello sviluppo cellulare e quindi diminuzione dello sviluppo fogliare in modo da limitare la superficie a diretto contatto con l'atmosfera;
- sviluppo verticale dell'apparato radicale in modo da favorire il prelievo di acqua in strati di terreno più profondi e quindi con maggiore contenuto di umidità;
- chiusura degli stomi, soprattutto quando la pianta ha già raggiunto la sua massima estensione fogliare.

4.2. Evaporazione

L'evaporazione è il passaggio di acqua all'atmosfera a partire da specchi d'acqua libera o dai pori del terreno. La dinamica del processo consiste in pratica nel passaggio di stato liquido-gassoso, nell'allontanamento dal terreno per diffusione (mezzo ambientale fermo) o per dispersione (attraverso i moti del fluido ambiente).

Sia nella fase liquida, sia in quella di vapore le molecole sono animate da una velocità che varia nel tempo, ma che mediamente dipende dalla temperatura. Alcune delle molecole della fase liquida, dotate di un'energia cinetica particolarmente elevata e situate in prossimità della superficie libera, attraversano tale superficie, passando allo stato di vapore. Dato che l'energia cinetica delle molecole cresce con la temperatura, anche il flusso della massa d'acqua che passa allo stato di vapore Φ_u cresce con la temperatura della superficie libera T_s . Inversamente, vi sono molecole di vapore che urtano la superficie libera del liquido, e mentre alcune di queste rimbalzano, altre riescono a penetrarvi. Il flusso della massa d'acqua che passa allo stato liquido Φ_e è proporzionale al numero degli impatti, che dipendono linearmente dalla tensione del vapore dell'aria a contatto con la superficie libera $e_{v,s}$.

L'intensità dell'evaporazione è pari alla differenza tra il flusso volumetrico dell'acqua che passa allo stato di vapore e quello dell'acqua che passa allo stato liquido:

$$E = \frac{\Phi_u(T_s) - \Phi_e(e_{v,s})}{\rho}$$

Dove al numeratore è riportato il flusso netto di vapore normalmente alla superficie idrica e ρ è la densità dell'acqua. Se la tensione di vapore è pari alla *tensione di saturazione* dell'aria a contatto con la superficie liquida, i due flussi sono uguali e l'evaporazione cessa. L'evaporazione ha luogo, quindi, soltanto se la concentrazione del vapore nell'atmosfera è inferiore al valore di saturazione.

Il passaggio dell'acqua dallo stato liquido a quello di vapore è contrastato dalle forze attrattive intermolecolari, che nel liquido sono molto più forti che nel vapore, perché le molecole sono più addensate. Di conseguenza l'evaporazione avviene con perdita d'energia da parte del liquido, dato

che sono proprio le molecole con maggiore energia cinetica quelle che si allontanano. L'energia trasferita dal liquido al vapore per l'evaporazione di una massa unitaria d'acqua prende il nome di *calore latente di evaporazione* ed è pari a $\lambda = 2,501 \cdot 10^6 - 2,361 \cdot 10^3 \cdot T_s$.

Il fenomeno è controllato sia dalla disponibilità di energia alla superficie evaporante sia dalla facilità con cui il vapore acqueo può diffondere nell'atmosfera. I processi fisici responsabili della diffusione del vapore nell'atmosfera possono essere diversi ma le leggi fisiche che regolano la perdita di vapore acqueo dalla superficie, ad esempio, di un lago, dal suolo nudo o da una superficie vegetale, sono essenzialmente identici.

Le variabili che influenzano l'evaporazione possono essere classificate nei seguenti tre gruppi:

- variabili climatiche: l'evaporazione aumenta all'aumentare della temperatura, della radiazione solare e della ventilazione, diminuisce all'aumentare dell'umidità dell'aria e della pressione atmosferica; l'evaporazione dipende dall'entità e dalla distribuzione delle precipitazioni, in particolare nel senso che piogge frequenti, discontinue e di altezza ridotta, aumentano l'evaporazione dal suolo e dal soprassuolo.
- variabili pedologiche: l'evaporazione dipende dal calore specifico, dalla conducibilità termica, cresce all'aumentare dell'umidità del suolo e al diminuire della profondità della falda freatica.
- variabili agronomiche: la copertura vegetale riduce l'evaporazione dal terreno sia perché l'ombreggia e riduce il movimento dell'aria, sia perché, con la traspirazione, ne abbassa l'umidità.

4.3. Evapotraspirazione

Come già detto in precedenza, in via semplificativa i due fenomeni fisici sono soliti essere considerati congiuntamente in un unico termine, che va sotto il nome di evapotraspirazione, soprattutto per far fronte alle esigenze pratiche di ottenere stime attendibili da utilizzare a completamento di modelli più complicati di previsione degli eventi di piena, di gestione delle risorse idriche e di programmazione irrigua.

È evidente che l'evapotraspirazione è influenzata da tutti i fattori e le variabili da cui dipendono ciascuna dei due fenomeni che la compongono, già menzionati nei due paragrafi precedenti.

Si ricorda che è uso distinguere l'evapotraspirazione *potenziale* di un bacino dall'evapotraspirazione *reale*. La prima rappresenta la quantità d'acqua che si disperderebbe nell'atmosfera se il suolo disponesse sempre di una sufficiente quantità d'acqua per alimentare il fenomeno, e dipende, perciò, solo da fattori fisici, biologici e climatici. La seconda rappresenta, invece, la quantità che effettivamente si disperde, tenuto conto che non sempre l'umidità contenuta nel suolo è superiore a quella richiesta dalle sole condizioni climatiche. Per definizione l'evapotraspirazione reale è sempre inferiore o al massimo uguale all'evapotraspirazione potenziale, e la differenza è tanto più marcata quanto più ci si trova in presenza di climi aridi, con lunghi periodi non piovosi.

L'evapotraspirazione potenziale, e ancor di più quella reale, sono grandezze di difficile misurazione; si ricorre spesso a valutazioni indirette basate sul bilancio idrologico a scala temporale sufficientemente grande, oppure a esperimenti a piccola scala su piccoli appezzamenti di terreno. Per questo motivo si è pervenuti alla formulazione di numerose relazioni semi-empiriche, sia per l'evapotraspirazione potenziale che per quella reale.

Modelli maggiormente affidabili, soprattutto a basse scale temporali, sono quelli basati su considerazioni di tipo energetico e che permettono di tenere in conto anche di particolari fenomeni di resistenza all'evapotraspirazione incontrati dalla vegetazione e sono: il modello di Penmann-Montheit, Penmann corretto dalla FAO, Priestley-Taylor, Hargreavs.

La procedura standardizzata, promossa dalla FAO, per il calcolo dell'evapotraspirazione consiste nel valutare il fenomeno su una determinata coltura di riferimento, costituita da un prato di ampia estensione di altezza pari a 0.12 m, un valore di albedo pari a 0.23 e una

resistenza al flusso di vapore $r_c=70 \text{ s m}^{-1}$, in cui la crescita e la produzione non sono limitati dalla disponibilità idrica o da altri fattori di stress. In tale condizione l' ET_o dipende quasi esclusivamente da fattori meteorologici quali radiazione, temperatura, velocità del vento e umidità dell'aria. L'evapotraspirazione di una specifica coltura ET_c , che tenga anche conto dei processi fisiologici, è valutata attraverso gli specifici coefficienti colturali K_c definiti come rapporto dell'evapotraspirazione potenziale della specifica coltura e l'evapotraspirazione potenziale della coltura di riferimento.

In sintesi, l' ET_o rappresenta la domanda evapotraspirativa determinata dalle condizioni meteorologiche mentre il K_c tiene conto sia delle caratteristiche morfologiche ed ecofisiologiche della coltura sia delle tecniche colturali che differenziano le colture o una stessa coltura nel tempo e nello spazio e che modificano l'entità degli scambi di energia e vapore acqueo fra la coltura e l'atmosfera. Il K_c è, quindi, un fattore moltiplicativo di correzione delle differenze che si riscontrano nell'evapotraspirazione di una certa coltura rispetto a quella di riferimento.

I metodi per la stima dell'evapotraspirazione possono essere classificati:

- Metodi basati sulla misurazione della temperatura
- Metodi basati sulla misura e sulla stima della radiazione solare
- Metodi combinati

I primi due gruppi di metodi sono di natura empirica, in quanto si basano sulla correlazione fra uno o più parametri meteorologici e l'evapotraspirazione.

I metodi combinati si basano invece sulla modellizzazione fisica del processo evapotraspirativo e tengono conto sia dell'energia richiesta per il passaggio di stato dell'acqua sia di tutti i meccanismi che consentono la rimozione del vapore acqueo. Questi metodi considerano quindi entrambe le componenti, quella energetica e quella aerodinamica, in cui può essere schematizzato il flusso evapotraspirativo. Per quanto presentino maggiori difficoltà applicative, sia per la maggiore complessità formale sia per la dotazione strumentale che richiedono, i metodi combinati forniscono in generale stime più accurate.

Quando si vuole ottenere una stima dell'evapotraspirazione reale per un bilancio idrologico a lungo termine (es. annuale), utilizzando una

procedura speditiva, è comune il ricorso alle “classiche” formule di *Coutagne* o di *Turc* per l’evapotraspirazione reale. È chiaro che tali formule possono solo fornire un valore indicativo, da sottoporre a verifica, in quanto non tengono conto (o, nel caso della formula di *Turc*, tengono conto solo in parte) delle differenze fisiche e climatiche che possono esservi fra i diversi bacini.

Una formula affermata, e perciò ben collaudata, che consente calcoli sbrigativi senza richiedere calibrazione di parametri è sicuramente la formula di *Thornthwaite*. Tale formula consente una valutazione dell’evapotraspirazione potenziale su scala mensile. In particolare, si adotta l’ipotesi semplificativa che l’intensità di evapotraspirazione potenziale sia costante all’interno del singolo mese e pari a quella media per ottenere l’altezza di evapotraspirazione potenziale in un generico intervallo di tempo.

Espressa in unità di misura del sistema metrico, la formula di *Thornthwaite* ha la seguente espressione:

$$ET_{pj} = k_j \cdot 135 \cdot \left(\frac{t_j}{26.5} \right)^a \quad t_j > 0$$

in cui:

ET_{pj} è l’altezza di evapotraspirazione potenziale nel mese j , espressa in mm

t_j è la temperatura media, in °C, nel mese j

k_j è il *coefficiente di irraggiamento* nel mese j , funzione della latitudine e del mese.

a è dato dalla relazione

$$a = 0.49239 + 1.792 \cdot 10^{-2} \cdot I - 7.71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2 + 6.75 \cdot 10^{-7} \cdot I^3$$

con I , indice termico annuo

$$I = \sum_{j=1}^{12} (t_j / 5)^{1.514}$$

Al gruppo dei modelli combinati fanno invece parte i modelli di *Penman*, *Penman-Montheith* e *Penman FAO*.

L’equazione di *Penman-Montheith* considera, oltre che le forzanti energetiche per lo sviluppo del fenomeno evapotraspirativo, anche la resistenza del manto vegetale (r_c) e la resistenza aerodinamica (r_a), che

tengono conto della resistenza che il vapore acqueo incontra nel passare dalle cavità stomatiche alla superficie fogliare e da questa all'atmosfera. Penman, infatti, nella sua formulazione originale, assunse che il flusso evapotraspirativo si originasse alla superficie esterna delle foglie piuttosto che all'interno delle cavità stomatiche e che quindi non si avesse alcun meccanismo di controllo da parte delle piante alla diffusione del vapore acqueo. In altri termini, la relazione di Penman è valida quando la coltura è in condizioni di rifornimento idrico ottimale e non mette in atto quindi i meccanismi fisiologici che controllano la perdita di vapore acqueo.

Da questo punto di vista la formula di Penman-Monteith è una rappresentazione più realistica del processo evapotraspirativo di una coltura. L'equazione di Penman-Monteith simula in sostanza il comportamento di qualsiasi tipo di coltura in qualunque condizione di rifornimento idrico, purché siano noti i valori dei parametri di resistenza.

$$ET_{PENM} = \frac{1}{\lambda} \frac{\Delta(R_n - G) + \rho C_p (e_a - e_d) / r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_c / r_a)}$$

Dove:

- Δ rappresenta la pendenza della curva di saturazione
- γ è la costante psicometrica
- ρ la densità media dell'aria
- C_p è il calore specifico dell'aria
- r_a è resistenza aerodinamica al flusso di vapore
- r_c è la resistenza del manto vegetale al flusso di vapore
- e_s è la tensione di vapore saturo alla temperatura T_a
- e_a è la tensione di vapore dell'aria

La grande mole di studi ed esperienze riscontrate in letteratura scientifica confermano tale metodo, come metodo principale per la valutazione dell'evapotraspirazione di riferimento grazie alla precisione di stima, capacità di considerare anche i fenomeni aerodinamici e fisiologici e delle condizioni ambientali.

Gli esperti della FAO, al fine di poter utilizzare l'equazione di Penman-Monteith quale standard nella stima dell'evapotraspirazione di

riferimento, hanno stabilito le caratteristiche geometriche, morfologiche e fisiologiche della coltura di riferimento, definendo di conseguenza i valori da utilizzare per r_c e r_a . Esplicitando tutte le costanti l'equazione assume, in ultima analisi, questa forma:

$$ET_o = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)}$$

Il metodo di Priestley-Taylor è invece un metodo basato sulla misura di radiazione:

$$ET_{EPT} = 1.26 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{(R_n - G)}{\lambda}$$

La formula di Priestley-Taylor sostituisce le componenti di resistenza con un coefficiente di calibrazione ed è valida quando l'advezione è nulla o molto bassa. Nelle zone aride o sub-aride, nel caso non sia stato calcolato un coefficiente di calibrazione locale e si utilizzi, quindi, il valore 1.26, questa equazione sottostima il flusso evapotraspirativo. La scala temporale minima di applicazione è decennale.

5. TEORIA DELLA CORRELAZIONE TURBOLENTA (EDDY COVARIANCE)

5.1. Fondamenti Teorici

Come si è ampiamente detto in precedenza, il moto all'interno dello Strato Limite Atmosferico è prevalentemente turbolento per cui un approccio di tipo probabilistico, anziché deterministico, risulta essere maggiormente efficace. Considerando le equazioni base che ne descrivono le proprietà del flusso e la scomposizione della quantità nelle loro componenti medie e scalari, si giunge ad una situazione in cui le incognite sono superiori alle equazioni (closure problem).

Caratteristiche comuni ai flussi turbolenti sono:

- I flussi sono rotazionali e tridimensionali (i campi di velocità sono tridimensionali e variabili nello spazio e nel tempo);
- I flussi sono dissipativi (quindi essi devono essere supportati da apporti costanti di energia e la sua energia cinetica è costantemente trasformata in energia interna o in calore);
- I flussi non sono prevedibili nel dettaglio;
- I termini di trasferimento o di mescolamento sono di diversi ordini di grandezza più grandi rispetto ai termini di diffusione molecolare.

Attraverso i flussi turbolenti ci può essere trasporto, oltre che di quantità di moto, anche di calore o di altre quantità scalari, sostenute da piccoli vortici (eddies) che sono i veri responsabili del trasporto.

Al fine di supportare la comprensione di tale affermazione nella figura della pagina seguente sono riportati due vortici con velocità verticale w' e temperatura potenziale θ .

Il grafico di sinistra mostra le condizioni tipiche di un pomeriggio estivo caratterizzato da aria calda ascendente (2) e il raffreddamento convettivo della particella discendente (1). La particella d'aria più calda ha un valore istantaneo della velocità verticale positivo a differenza della particella più fredda, la quale invece ha una w' negativa. Il prodotto istantaneo $w'\theta'$ è quindi positivo per entrambe, così come anche il flusso netto. Questo è il principio che è alla base delle misure Eddy Covariance: anche se il trasporto di massa di aria è mediamente zero, $\bar{w} = 0$, il flusso netto $\overline{w'\theta'} \neq 0$, (Stull, 2000).

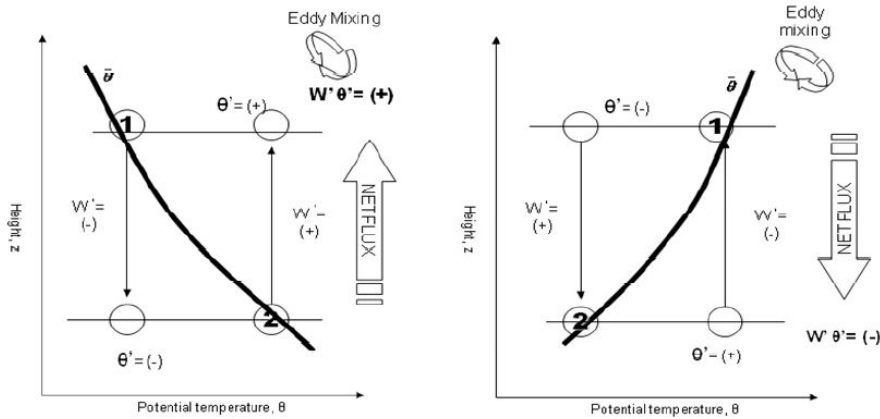


Figura 5.1-1 schema semplificato delle misure eddy covariance

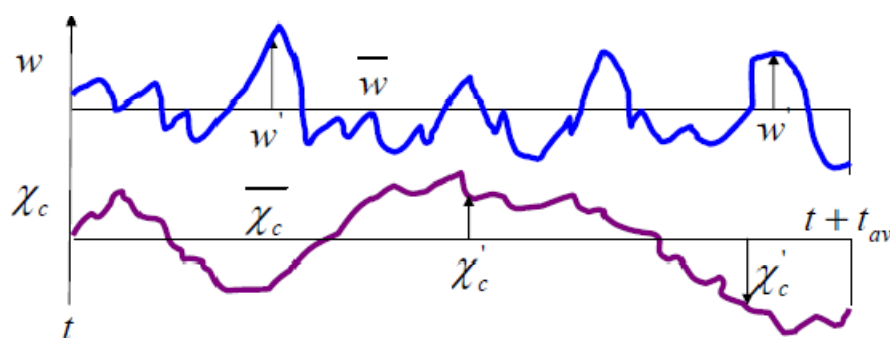
Il grafico a destra mostra invece una particolare condizione di atmosfera stabile che si verifica soprattutto nelle ore notturne, dove la particella d'aria che si muove verso l'alto incontra uno stato dell'ambiente circostante più freddo per cui il prodotto $\overline{w'\theta'}$ è negativo. Lo stesso vale per la particella d'aria che si muove verso il basso, per cui si ha un trasporto di calore verso il basso.

La determinazione dei flussi medi e turbolenti si basa su due concetti fondamentali: l'ipotesi di Taylor e la scomposizione di Reynolds.

Essendo la distribuzione dei vortici turbolenti fortemente irregolare e caotica, la misurazione della stessa richiederebbe un onere di strumentazione eccessivo, per cui Taylor osservò che il tasso di cambiamento dei vortici è basso rispetto alla velocità del flusso medio, ovvero se l'intensità della turbolenza è bassa ed essa si sviluppa in condizioni di stazionarietà (le proprietà statistiche sono indipendenti dal

tempo) e omogeneità spaziale (statisticamente indipendente ad una traslazione spaziale degli assi, che nell'ABL è verosimile solo nel piano orizzontale ma non nella direzione verticale), essa può essere considerata "congelata" (frozen turbulence) su basse scale temporali. Ciò permette di ottenere una misurazione di un flusso spazialmente mediato mediante un unico strumento capace di acquisire dati ad alta frequenza (Foken, 2008).

La scomposizione di Reynolds consiste invece nello scomporre qualsiasi grandezza fisica variabile nella sua componente media e nella componente oscillante turbolenta:



$$w = \bar{w} + w'$$

$$\bar{w} = \frac{1}{\Delta t} \int_t^{t+\Delta t} w dt$$

Per definizione di turbolenza, sia le componenti medie che i prodotti di una componente turbolenta e una componente media, quando mediati su un intervallo di tempo tempo, si annullano (Holton, 2004):

$$\overline{w'\bar{\chi}} = \overline{w'\chi} = 0$$

$$\overline{w\chi} = \overline{(w' - \bar{w})(\chi_c' - \bar{\chi}_c)} = \bar{w} \bar{\chi}_c + \overline{w'\chi_c'}$$

Il sistema fisico dell'atmosfera è comunque governato da un sistema di equazioni la cui soluzione coinvolge inevitabilmente una serie di assunzioni necessarie per lo sviluppo della teoria Eddy Covariance e per l'interpretazione dei risultati.

Il set di equazioni è costituito da:

- 1) Equazione di stato dei gas perfetti:

$$p = \rho R T_v$$

dove p è la pressione dell'ambiente, ρ è la densità dell'aria umida, R è la costante dei gas per l'aria secca e T_v è la temperatura virtuale ed è pari a quella che l'aria secca dovrebbe avere alla stessa densità e alla stessa pressione.

- 2) Equazione di conservazione della massa

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u_j)}{\partial x_j} = 0$$

dove ρ è la densità del fluido ed è la j -esima componente del vettore velocità del vento. Inoltre essendo $\frac{d\rho}{dt} \frac{1}{\rho} \ll \frac{\partial u_j}{\partial x_j}$, l'equazione si riduce a $\frac{\partial u_j}{\partial x_j} = 0$ (approssimazione di incompressibilità).

- 3) Equazione di conservazione del momento meccanico (Navier-Stokes)

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} - \delta_{i3} g - 2\varepsilon_{ij3} \Omega_j u_k$$

I II III IV V VI

dove δ_{i3} è il delta di Kronecker, g è la accelerazione di gravità, ε_{ijk} è il tensore completamente antisimmetrico che assume valori (1, -1, 0) a seconda del tipo di permutazione dei pedici ijk , e Ω è la velocità angolare di rotazione terrestre. Spesso il termine VI si scrive come $f_c \varepsilon_{ij3} u_j$ dove il parametro di Coriolis è definito da $f_c = 2\Omega \sin \varphi$, con φ latitudine e Ω il modulo della velocità

angolare di rotazione terrestre. Inoltre, assumendo che valga l'incompressibilità, il termine IV si può scrivere $\nu \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j^2}$ dove ν è la viscosità cinematica. Il I termine rappresenta la variazione locale del momento; il II è il termine di advezione; il III è il termine legato al gradiente di pressione; il IV rappresenta l'influenza degli stress viscosi sul moto; τ_{ij} è il tensore degli sforzi di Newton; il V termine è relativo alla forza di gravità e il VI è il termine di Coriolis e descrive l'effetto della rotazione terrestre sul moto.

- 4) Equazione di conservazione dell'umidità

$$\frac{\partial q_t}{\partial t} + u_j \frac{\partial q_t}{\partial x_j} = v_q \frac{\partial^2 q_t}{\partial x_j^2} + \frac{S_{qt}}{\rho_{air}}$$

dove q_t è l'umidità specifica dell'aria (definita come massa di vapore acqueo per unità di massa d'aria), v_q è la diffusività molecolare del vapore acqueo ed S_{qt} è la somma dei pozzi/sorgenti di vapore durante i cambiamenti di fase.

- 5) Equazione di conservazione del calore

Come già detto in precedenza, in atmosfera una particella elementare d'aria si muove verticalmente in modo adiabatico e il suo gradiente di temperatura è dato da:

$$\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{g}{C_p} \cong 0.0098^\circ C m^{-1}$$

Dove C_p è il calore specifico a pressione costante. Questa variazione di temperatura di circa un grado ogni 100 metri è la condizione che si verifica nell'ABL nel caso in cui il rimescolamento di masse d'aria pulita e inquinata avvenga in presenza di turbolenza di origine meccanica o di forte vento.

Tuttavia, nell'atmosfera, a causa della presenza del vapore acqueo che provoca uno scambio di calore con l'ambiente durante i processi di espansione e compressione, risulta più comodo introdurre il concetto di temperatura potenziale virtuale, definita da:

$\theta_V = T_V \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.286}$ che è quella che l'aria secca dovrebbe avere per eguagliare la densità dell'aria umida alla stessa pressione reale della particella d'aria. Utilizzando questa temperatura potenziale, l'equazione di conservazione del calore si può scrivere:

$$\frac{\partial \theta_V}{\partial t} + u_j \frac{\partial \theta_V}{\partial x_j} = v_\theta \frac{\partial^2 \theta_V}{\partial x_j^2} - \frac{1}{\rho C_p} \left(\frac{\partial Q_i}{\partial x_j} \right) - \frac{L_p E}{\rho C_p}$$

dove v_θ è il coefficiente di diffusività termica, L_p è il calore latente associato ai cambiamenti di fase della massa E di vapore acqueo e Q_j è la componente della radiazione netta nella j -esima direzione. Al primo membro di questa equazione compaiono la variazione temporale e il termine di advezione del calore; al secondo membro troviamo il termine di diffusione molecolare e la somma dei pozzi/sorgenti di calore associata ai cambiamenti di fase.

6) Equazione di conservazione di una quantità scalare

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u_j \frac{\partial C}{\partial x_j} = v_c \frac{\partial^2 C}{\partial x_j^2} + S_c + R_c$$

Dove v_c è la diffusività molecolare del costituente C , S_c è il termine di sorgente ed R_c è il termine di rimozione.

Questo sistema di equazioni è sufficiente per descrivere la dinamica dello strato limite, ma sostituendovi la decomposizione secondo Reynolds e mediando nuovamente si ottiene un nuovo set di equazioni meglio note come equazioni di Reynolds:

1) Equazione di stato dei gas:

$$\bar{p} = \rho \overline{RT_V}$$

2) Equazione di continuità

$$\frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_j} = 0$$

3) Equazione di conservazione del momento meccanico

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 \bar{u}_i}{\partial x_j^2} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial (\overline{u'_i u'_j})}{\partial x_j} - \delta_{i3} g - f_c \varepsilon_{ij3} \bar{u}_j$$

Dove il termine $\overline{u'_i u'_j}$ è detto tensore degli sforzi di Reynolds.

4) Equazione di conservazione dell'umidità

$$\frac{\partial \bar{q}_t}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{q}_t}{\partial x_j} = \nu_q \frac{\partial^2 \bar{q}_t}{\partial x_j^2} + \frac{S_{qt}}{\bar{\rho}_{air}} - \frac{\partial}{\partial x_j} (\overline{u'_j q'_t})$$

5) Equazione di conservazione del calore

$$\frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial x_j} = \nu_\theta \frac{\partial^2 \bar{\theta}_v}{\partial x_j^2} - \frac{1}{\bar{\rho} C_p} \left(\frac{\partial \bar{Q}_l}{\partial x_j} \right) - \frac{L_p E}{\bar{\rho} C_p} - \frac{\partial (\overline{u'_j \theta'_v})}{\partial x_j}$$

6) Equazione di conservazione di una quantità scalare

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{C}}{\partial x_j} = \nu_c \frac{\partial^2 \bar{C}}{\partial x_j^2} + S_c - \frac{\partial (\overline{u'_j C'})}{\partial x_j}$$

Il set di equazioni, tuttavia, non è di nuovo un sistema chiuso, in quanto sono state introdotte nuove incognite, gli sforzi di Reynolds, che rappresentano i flussi turbolenti. Per risolvere il sistema bisognerebbe avere delle equazioni aggiuntive per tali termini, ma queste conterrebbero al loro interno incognite di ordine successivo. Per risolvere questo problema, noto come problema della chiusura, è necessario considerare un numero limitato di equazioni e parametrizzare le quantità sconosciute in termini di quantità note. Generalmente si distinguono due tipi di chiusura:

- chiusura locale: una quantità nota in un punto dello spazio viene parametrizzata tramite quantità note o gradienti di queste nello stesso punto; questo tipo di chiusura assume quindi che la

turbolenza possa essere trattata in analogia alla diffusione molecolare;

- chiusura non locale: una quantità sconosciuta in un punto dello spazio viene parametrizzata tramite quantità note ma in punti diversi dello spazio; si assume quindi che la turbolenza sia originata da vortici le cui dimensioni coprono l'intero spettro dei moti turbolenti.

Nella chiusura di ordine zero si trascurano i termini turbolenti della microscala e si studia il comportamento delle sole variabili medie come funzioni del tempo e dello spazio. Questo tipo di chiusura in realtà non segue nessun tipo di parametrizzazione, quindi non si può considerare né locale né non locale.

Una chiusura locale al primo ordine è quella nota come *teoria-k* o teoria del flusso-gradiente. Tale teoria assume, in analogia alla diffusività molecolare, che i flussi turbolenti siano correlati ai gradienti medi per mezzo di un coefficiente di scambio K , noto come coefficiente di diffusione turbolenta (*eddy diffusivity*). Si può quindi scrivere:

$$\overline{u_i' u_j'} = -K_{Mij} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j}$$

$$\overline{u_j' \theta_V'} = -K_{Hij} \frac{\partial \bar{\theta}_V}{\partial x_j}$$

$$\overline{u_j' q_t'} = -K_{Wij} \frac{\partial \bar{q}_t}{\partial x_j}$$

in cui K_{Mij} , K_{Hij} e K_{Wij} sono rispettivamente i coefficienti di viscosità turbolenta, di diffusione termica turbolenta e di diffusione termica del vapore.

Esprimendo per esteso l'equazione di conservazione della media di una quantità scalare si ha:

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} = -\bar{u} \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} - \bar{w} \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} + \nu_c \frac{\partial^2 \bar{c}}{\partial x_j^2} + S_c - \frac{\partial(\overline{u'c'})}{\partial x} - \frac{\partial(\overline{v'c'})}{\partial y} - \frac{\partial(\overline{w'c'})}{\partial z}$$

Si può osservare che la variazione nel tempo della media di una grandezza scalare può essere espressa in funzione dell'advezione locale (primi tre termini al secondo membro), della diffusione molecolare (quarto termine), del termine che tiene conto delle sorgenti ed eventuali pozzi di energia e della divergenza media del flusso turbolento responsabile del trasporto (ultimi tre termini).

L'equazione è valida per una particella d'aria infinitesima e C ne rappresenta la concentrazione della generica grandezza scalare contenuta oggetto di valutazione. Integrando l'equazione su un volume finito di altezza z_m si ottiene:

$$\begin{aligned} \int_0^{z_m} S_C dz = & \overline{w'C'} + \int_0^{z_m} \frac{\partial \bar{C}}{\partial t} dz + \int_0^{z_m} \bar{u} \frac{\partial \bar{C}}{\partial x} dz + \int_0^{z_m} \bar{v} \frac{\partial \bar{C}}{\partial y} dz + \\ & + \int_0^{z_m} \bar{w} \frac{(\partial \bar{C})}{\partial z} dz + \int_0^{z_m} v_c \frac{\partial^2 \bar{C}}{\partial x_j^2} dz + \int_0^{z_m} S_C dz + \\ & + \int_0^{z_m} \frac{\partial(\overline{u'C'})}{\partial x} dz + \int_0^{z_m} \frac{\partial(\overline{v'C'})}{\partial y} dz \end{aligned}$$

Tenendo presente che il processo può essere considerato stazionario e omogeneo nel piano, e supponendo che non vi sia divergenza orizzontale del flusso, ovvero il vettore di velocità media è allineato alla direzione orizzontale nel sistema di coordinate della strumentazione si può asserire che i gradienti orizzontali dei flussi della velocità del vento, dell'umidità e della temperatura dell'aria sono molto più piccoli rispetto ai gradienti verticali, e si può assumere che i flussi turbolenti sono dovuti solamente alle componenti verticali di velocità. Inoltre è dimostrato che nello Strato Limite, dove i numeri di Reynolds sono solitamente molto alti, dell'ordine di 10^7 , i termini turbolenti sono diversi ordini di grandezza maggiori rispetto ai termini molecolari, per cui questi ultimi possono essere trascurati (*Baldocchi e al. 1988, Garratt 1992*).

L'equazione si semplifica notevolmente diventando:

$$F_C = \int_0^{z_m} S_C dz = \overline{w'C'}$$

Ovvero il flusso turbolento di una determinata grandezza scalare all'interno di un volume finito può essere calcolato come covarianza della componente verticale del vento e la concentrazione della quantità d'interesse (H₂O, CO₂, T, O₃, etc.).

L'operatore statistico di covarianza è un indicatore della dipendenza esistente tra due variabili e può essere interpretato come la misura della contemporaneità con cui variano le due grandezze in esame.

$$\overline{w'e'} = \frac{1}{n-1} \sum_0^{n-1} [(w - \bar{w})(e - \bar{e})]$$

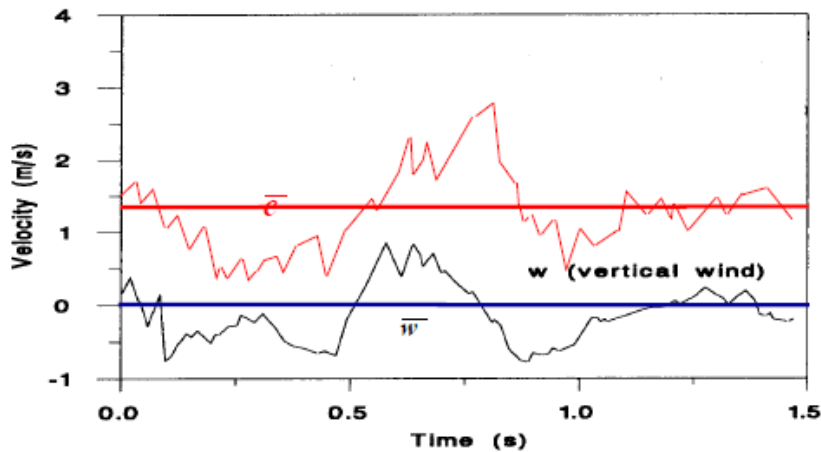


Figura 5.1-2 andamento contemporaneo della velocità verticale del vento e la concentrazione di vapore acqueo

Attraverso tale formulazione è possibile misurare l'entità dei flussi turbolenti su strati di vegetazione mediante l'utilizzo di sensori con acquisizione dati ad alta frequenza (10-20 Hz) in modo da poter rilevare con accuratezza adeguata anche le più rapide fluttuazioni delle grandezze fisiche nello stato limite per poi elaborarle stocasticamente per valutarne i flussi.

Solitamente le stazioni Eddy Covariance sono equipaggiate da un anemometro sonico per la misura della velocità del vento nelle tre componenti e un analizzatore di gas ad alta frequenza.

Si potranno così calcolare i flussi di calore latente e calore sensibile semplicemente sostituendo alla concentrazione scalare generica rispettivamente l'umidità specifica dell'aria e la temperatura potenziale:

$$F_{ez} = \rho \overline{w'q'}$$

$$F_{Hz} = \rho c_p \overline{w'\theta'}$$

Dove q' rappresenta la deviazione dell'umidità specifica, ρ la densità di vapore d'acqua nel caso di umidità con contrazione media per unità di massa di aria secca q , e $c_p \bar{\theta}$ la concentrazione media di calore.

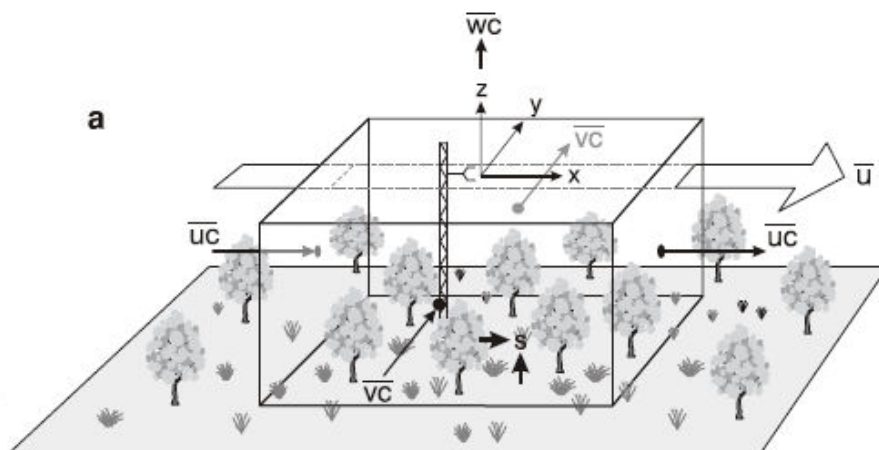


Figura 5.1-3 Volume di controllo per un esperimento con torre EC

La tecnica eddy covariance risulta così essere la metodologia più diretta per la misurazione dei flussi turbolenti, consentendo di avere misure quasi in continuo direttamente nel sito d'interesse, e rappresentative di area sorgente sottostante, che, se omogenea, può raggiungere anche dimensioni consistenti. Nel caso in esame permette di avere una misura diretta dei fenomeni evapotraspirativi.

Di contro il metodo possiede intrinsecamente una serie di limiti: misure notturne sottostimate, misurazioni difficili in terreni non ideali, inevitabili buchi nei dati e grande mole di dati da elaborare.

Le assunzioni semplificative fatte nella formulazione della tecnica, nonché problemi di strumentazione o il verificarsi di particolari

fenomeni fisici comportano inevitabilmente una serie di errori nelle misurazioni che vanno opportunamente corretti, così come meglio spiegato nel paragrafo successivo.

5.2. Correzione dei flussi misurati

La necessità di avere strumenti a risposta veloce è strettamente legata alla natura del trasporto turbolento in atmosfera. I vortici di aria che percorrono la parte più bassa della troposfera sono masse d'aria animate da un moto turbolento; il carattere turbolento del loro moto determina in un dato punto dello spazio delle fluttuazioni stocastiche sia nella concentrazione di un particolare scalare che nella velocità del vento. Queste fluttuazioni altro non sono che i termini che compaiono nell'eq. 5.7 e che costituiscono il flusso turbolento verticale; da un punto di vista statistico maggiore e il numero di fluttuazioni misurate in dato intervallo temporale e maggiore sarà la rappresentatività statistica della stima di flusso.

L'ipotesi di omogeneità formulata si riferisce alla disposizione spaziale delle sorgenti e degli assorbitori dello scalare, e alle caratteristiche orografiche e di rugosità dell'ecosistema studiato. In particolare secondo questa ipotesi le sorgenti e gli assorbitori devono essere distribuiti uniformemente nel piano orizzontale, così come gli elementi fisici (ad esempio le piante in un ecosistema forestale) che determinano la rugosità del sito. Inoltre il terreno deve essere pianeggiante.

Oltre all'ipotesi di omogeneità c'è quella di stazionarietà dell'atmosfera, ovvero il valore medio delle variabili fisiche che descrivono lo stato dell'atmosfera non deve cambiare nel tempo. Quest'ipotesi risulta essere vera se si considerano finestre temporali inferiori a 60 minuti (Kaimal & Finnigan 1994, Finnigan et al. 2003) e generalmente i flussi stimati con la tecnica EC si riferiscono a intervalli di 30 minuti.

L'ipotesi di stazionarietà è generalmente rispettata nella realtà, mentre per quella di omogeneità è necessario scegliere il sito di misura rispettando specifici criteri. Tuttavia l'esigenza di studiare ecosistemi vegetali localizzati in zone ad orografia complessa ha spinto i ricercatori a sviluppare metodi per correggere le misure ottenute dalla tecnica EC (Aubinet et al. 2000, Baldocchi et al. 2000, Massman & Lee 2002, Aubinet et al. 2003).

Generalmente queste correzioni vengono implementate nei periodi notturni in cui il rimescolamento turbolento dell'atmosfera è fortemente ridotto; in questi casi infatti i termini di trasporto turbolento lungo le direzioni orizzontali non possono essere più considerati trascurabili. Le procedure di correzione adottate sono di due tipi: sostituire il dato misurato con il flusso stimato tramite una parametrizzazione empirica, o misurare direttamente tutti i termini dell'equazione di conservazione di una quantità scalare presentata nel paragrafo precedente. La sostituzione dei dati di flusso misurati in periodi di bassa turbolenza si basa sull'uso di funzioni empiriche che esprimono la dipendenza del flusso da specifiche variabili climatiche. Queste funzioni vengono costruite mediante una regressione statistica tra i flussi misurati in condizioni di elevata turbolenza e i corrispondenti valori delle variabili climatiche.

Come già detto nel paragrafo 3.2, lo strato limite atmosferico può variare il suo spessore in funzione di diversi fattori ambientali e forzanti derivanti dalla superficie. In funzione dello spessore dello stesso è possibile distinguere due scale del fenomeno definite di microrugosità e macrorugosità.

Quando il flusso si sviluppa su due aree contigue a rugosità differente (campo a vegetazione bassa seguito da campo con vegetazione ad alto fusto nella direzione di propagazione del flusso) si verificano particolari fenomeni di tipo advettivo. Le masse d'aria che transitano su tale superficie si trovano a fronteggiare una rugosità differente e si adeguano alla nuova situazione formando, a valle della linea di discontinuità, un nuovo strato, chiamato Internal Boundary Layer. Tale nuovo strato sarà caratterizzato da spessore pressochè nullo in corrispondenza della linea di discontinuità tra le due superfici e uno spessore crescente nella direzione di propagazione del vento, all'interno del quale il profilo verticale del vento risulterà profondamente modificato, generando un gradiente orizzontale di velocità e quindi un trasporto per advezione. La presenza di advezione è responsabile di formazione di flussi divergenti o convergenti causando una differenza tra la massa entrante e uscente nel volume di controllo. Ciò conferma l'importanza della condizione di omogeneità spaziale per la valutazione dei flussi turbolenti.

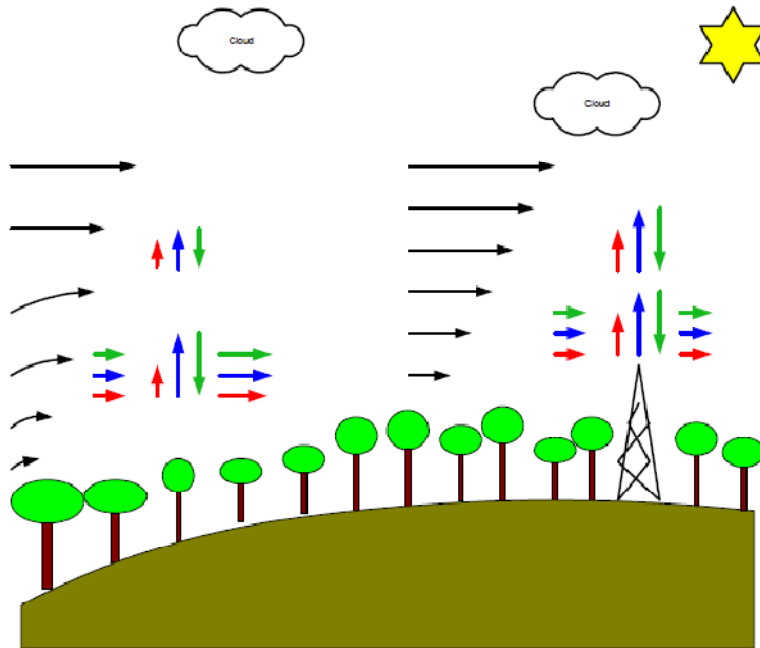


Figura 5.2-1 schema concettuale di stazione EC posta su terreno con pendenza.

In figura 5.2-1 è rappresentato il caso schematico di torre posizionata in condizioni di terreno pendente. I flussi di calore latente (freccie blu), calore sensibile (freccie rosse) e CO₂ (freccie verdi) sono generalmente ortogonali alle linee di flusso di velocità del vento (freccie nere). La presenza della collina comprime le linee di flusso accelerando il flusso. Si formano fenomeni di divergenza (advezione) che causano una variazione dei flussi turbolenti lungo la verticale. Sulla parte pianeggiante, il vento ristabilisce il suo profilo logaritmico e i flussi ritornano costanti con l'altezza.

Correzioni agli errori di misura:

- a) Rotazione delle coordinate

Quando si è in presenza di una superficie del terreno pendente può essere utile applicare una rotazione delle coordinate al fine di eliminare il disallineamento del sistema di riferimento della strumentazione di misura

rispetto alla verticale, che può tradursi in un calcolo erroneo dei flussi turbolenti (errore del 3-4% per ogni grado di scostamento dalla verticale). Considerando, inoltre, che non tutte le superfici sono idealmente orizzontali e che è difficile orientare perfettamente lo strumento in fase di installazione, tale correzione risulta essere di notevole importanza.

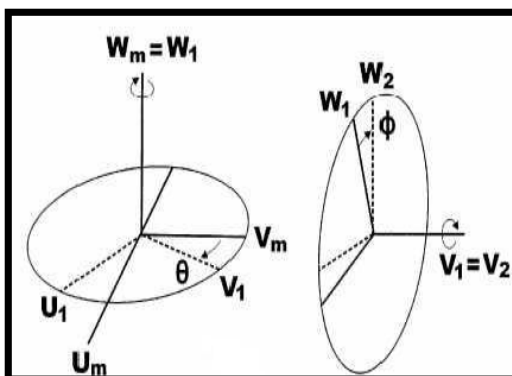


Figura 5.2-2 rotazioni del sistema di coordinate

La correzione consiste nell'applicazione di una triplice rotazione (Foken, 2008, Lee et al., 2004). Prima una rotazione intorno all'asse z al fine di annullare la media della componente v della velocità del vento:

$$\begin{aligned}\bar{u}_1 &= \bar{u} \cos \vartheta + \bar{v} \sin \vartheta \\ \bar{v}_1 &= -\bar{u} \sin \vartheta + \bar{v} \cos \vartheta \\ \bar{w}_1 &= \bar{w}\end{aligned}$$

$$\text{Con } \vartheta = \tan^{-1} \left(\frac{\bar{v}}{\bar{u}} \right)$$

Una seconda rotazione intorno al nuovo asse y in modo da annullare la media della componente verticale della velocità:

$$\begin{aligned}\bar{u}_2 &= \bar{u}_1 \cos \varphi + \bar{w}_1 \sin \varphi \\ \bar{v}_2 &= \bar{v}_1 \\ \bar{w}_2 &= -\bar{u}_1 \sin \varphi + \bar{w}_1 \cos \varphi\end{aligned}$$

$$\text{Con } \varphi = \tan^{-1} \left(\frac{\bar{w}_1}{\bar{u}_1} \right)$$

E infine una terza rotazione intorno all'asse x per annullare la covarianza tra v e w.

$$\begin{aligned}\bar{u}_3 &= \bar{u}_2 \\ \bar{v}_3 &= \bar{v}_2 \cos \delta + \bar{w}_2 \sin \delta \\ \bar{w}_3 &= -\bar{v}_2 \sin \delta + \bar{w}_2 \cos \delta\end{aligned}$$

$$\text{Con } \delta = \frac{1}{2} \tan^{-1}(2Y) \quad Y = \left[\frac{\bar{v}_2 \bar{w}_2}{\bar{v}_2^2 - \bar{w}_2^2} \right]$$

b) Temperatura sonica

La temperatura sonica è la temperatura misurata dall'anemometro sonico in base al tempo impiegato da un impulso ad andare da un trasduttore ad un altro su un percorso di lunghezza conosciuta. Tale misura può essere affetta da distorsioni a causa delle variazioni di densità e umidità atmosferica. Schotanus(1983), Liu(2001) hanno proposto la seguente correzione per la stima del flusso di calore sensibile:

$$\overline{w'T_c'} = \overline{w'T_s'} - 0.51 \overline{w'q'T} + \frac{2\bar{T}}{c^2} (\overline{w'u'uA} + \overline{w'v'vB})$$

Con c^2 velocità del suono, T_s temperatura sonica e T_c temperatura corretta, A e B sono i fattori specifici del sensore così come definito da Foken, (2008), e Liu(2001).

Tale correzione può risultare non necessaria se si utilizza un termometro ad acquisizione rapida per la misurazione della temperatura dell'aria.

c) Linear Detrending

Il detrending è una procedura che si applica per evitare la non stazionarietà del valor medio e consiste nel sottrarre ai dati grezzi una relazione lineare tra i valori misurati e il tempo. Si utilizza l'algoritmo messo a punto da Gash e Culf, (1996), che permette di eliminare dalla serie temporale le fluttuazioni con periodo superiore ai 30 minuti.

d) Correzione di Webb-Pearman-Leuning

Il trasporto simultaneo di calore latente e calore sensibile porta a fluttuazione della densità dell'aria che possono erroneamente essere attribuiti a cambiamenti di flusso. Webb (1980) argomentò questa distorsione osservando che in presenza di un flusso di calore positivo le particelle d'aria che salgono verso l'alto sono più calde, e quindi meno dense, rispetto a quelle più fredde che muovono verso il basso. Per l'equilibrio, la velocità verticale dell'aria ascendente è maggiore rispetto all'aria più fredda e più densa discendente e quindi la formulazione semplificata, presentata in precedenza, per il calcolo dei flussi turbolenti non tiene e va integrata con un termine aggiuntivo che tiene conto delle componenti medie:

$$F_C = \overline{w'\rho_C'} + \bar{w} \bar{\rho}_C$$

Assumendo nullo il flusso verticale medio dell'aria secca $\bar{w}\bar{\rho}_a=0$, la velocità media potrà essere calcolata come: $\bar{w} = -\frac{\overline{w'\rho_a}}{\rho_a}$. Considerando la formula correttiva proposta da Webb et al. (1980) la velocità media sarà data dalla seguente relazione:

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

Dove $\mu = \frac{m_a}{m_v}$ e $\sigma = \frac{\bar{\rho}_v}{\rho_a}$; i pedici a e v fanno riferimento rispettivamente all'aria secca e al vapore, T è la temperatura dell'aria e m rappresenta la massa molecolare delle rispettive componenti dell'aria.

I flussi turbolenti potranno quindi essere calcolati con le seguenti relazioni corrette:

$$\lambda E = (1 + \mu\sigma) \left(\overline{w'\rho_v'} + \bar{\rho}_v \frac{\overline{w'T'}}{T} \right)$$

$$F_C = \overline{w'\rho_C'} + \mu\bar{\rho}_C \frac{\overline{w'\rho_v}}{\rho_a} + (1 + \mu\sigma)\bar{\rho}_C \frac{\overline{w'T'}}{T}$$

Per evitare tale tipo di distorsione, si utilizzano analizzatori di gas di tipo chiuso (closed-path) dove l'aria viene fatta passare attraverso un tubo di teflon.

5.3. Analisi dell'area sorgente (Footprint)

Per footprint si intende la porzione di superficie che contribuisce alla formazione dei flussi misurati. La definizione non è da intendersi soltanto in termini di estensione, ma anche in termini di contributo, in quanto ciascun elemento infinitesimo di superficie può contribuire alla formazione dei flussi in maniera differente.

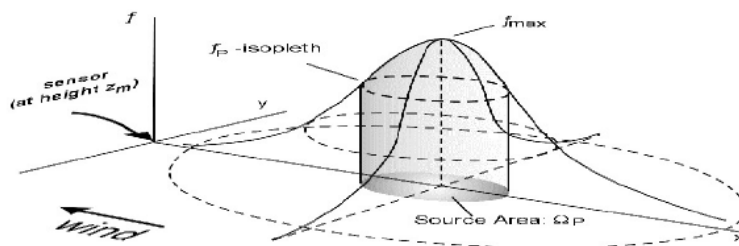


Figura 5.3-1 Funzione di contributo dell'area sorgente

La funzione di footprint può essere intesa come la probabilità media che una particella di flusso rilasciata da una superficie elementare di suolo raggiunga il punto di misura.

Numerosi sono i modelli sviluppati in letteratura scientifica per la valutazione dell'area sorgente, concettualmente anche molto differenti tra loro: analitici (Schuepp et al., 1990), lagrangiani (Rannik et al., 2003), basati sulla chiusura del sistema di equazioni dell'atmosfera (Sogachev et al. 2004). I modelli analitici, ed in particolare il modello di Schuepp, risulta essere il più conveniente per pragmaticità, affidabilità in condizioni di stabilità neutra e semplicità di applicazione. Esso valuta il contributo alla formazione del flusso attraverso una Funzione Cumulata Normalizzata (CNF) ricavata dalla risoluzione analitica delle equazioni della diffusione in condizioni quasi neutrale:

$$CNF(x_L) = - \int_0^{x_L} \frac{U(z-d)}{k u^* x^2} e^{-\frac{U(z-d)}{k u^* x_L}} dx = e^{-\frac{U(z-d)}{k u^* x_L}}$$

Dove \$x_L\$ è la distanza dalla stazione di misura, \$z\$ è l'altezza di misura, \$u^*\$ è la velocità di attrito, \$d\$ è il zero plain displacement e \$k\$ è la costante di

Von Karman. Per la velocità verticale del vento media U si considera un profilo di tipo logaritmico:

$$U = \frac{\int_{z_0+d}^z \overline{u(z)} dz}{\int_{z_0+d}^z dz} = \frac{u^* \left[\ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) - 1 + \frac{z_0}{z-d} \right]}{k \left(1 - \frac{z_0}{z-d} \right)}$$

Imponendo al CNF=70% si ottiene l'estensione in direzione x della superficie che contribuisce alla formazione del 70% del flusso misurato. Imponendo invece la derivata prima uguale a zero, si ottiene la distanza del punto in cui si ha il massimo del contributo (x_{max}):

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

Una comparazione tra diversi modelli di footprint ha evidenziato una sovrastima del valore di x_{max} calcolato con il modello presentato (Aubinet et al. 2000). L'ampia variabilità dell'estensione dell'area sorgente evidenzia la sostanziale differenza tra l'area sorgente durante il giorno e durante la notte. Durante le ore notturne la turbolenza è caratterizzata da vortici caratterizzati da piccole dimensioni e alte frequenze, tali da non consentire un'accurata misura dei flussi da parte degli strumenti.

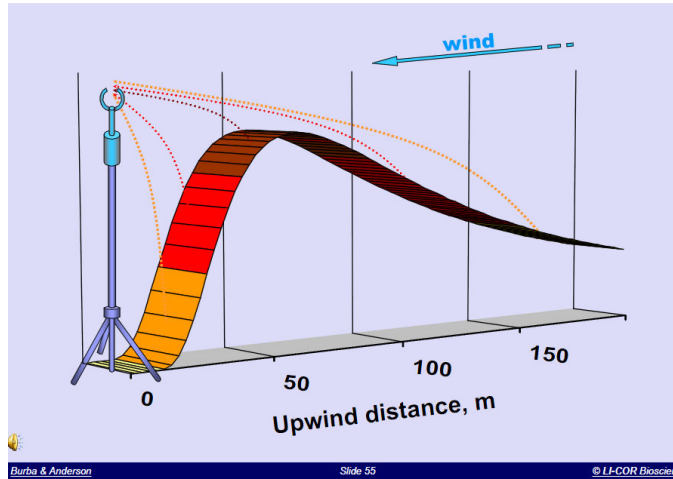


Figura 5.3-2 Contributo alla formazione dei flussi dell'area sorgente in funzione della distanza

L'area di footprint dipende dall'altezza della strumentazione di misura, dalla scabrezza della superficie e dalle condizioni di stabilità dell'atmosfera.

Dalle esperienze reperibili in letteratura si può asserire che l'area sorgente dei flussi aumenta all'aumentare dell'altezza di misurazione, al diminuire della scabrezza e al cambiamento di stabilità da stabile a instabile.

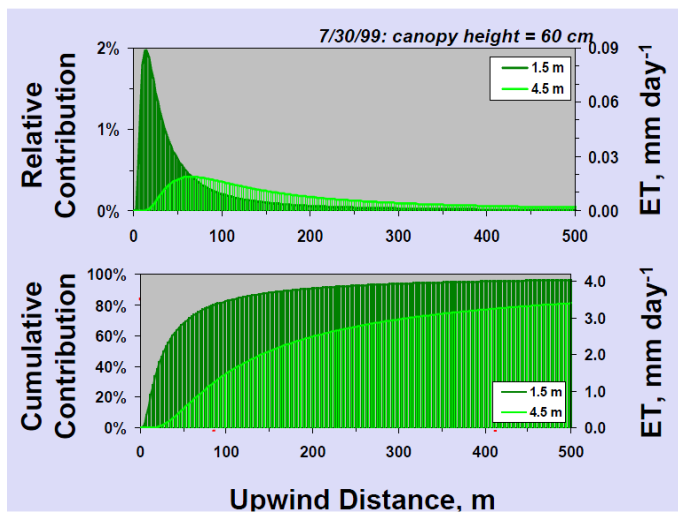


Figura 5.3-3 Variazione dell'area sorgente in funzione dell'altezza della strumentazione di misura (Burba e Anderson, 2001)

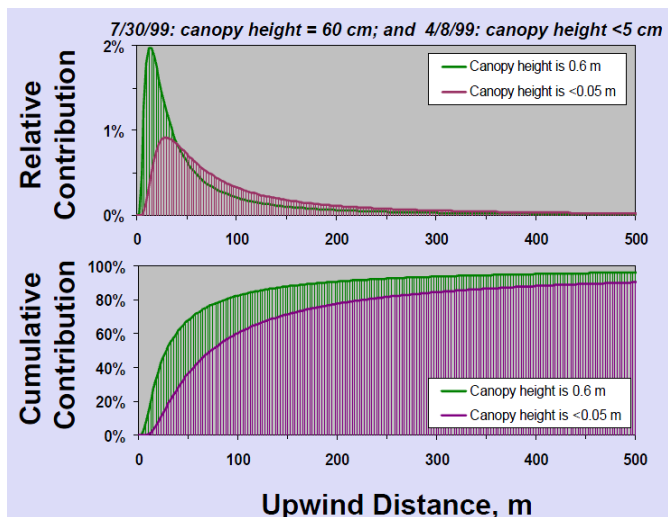


Figura 5.3-4 Variazione del contributo alla formazione dei flussi in funzione della scabrezza superficiale (Burba e Anderson, 2001)

L'area molto prossima alla stazione dà un grosso contributo alla formazione dei flussi per: basse altezze di misurazione, per scabrezza della superficie elevata e per condizioni molto instabili.

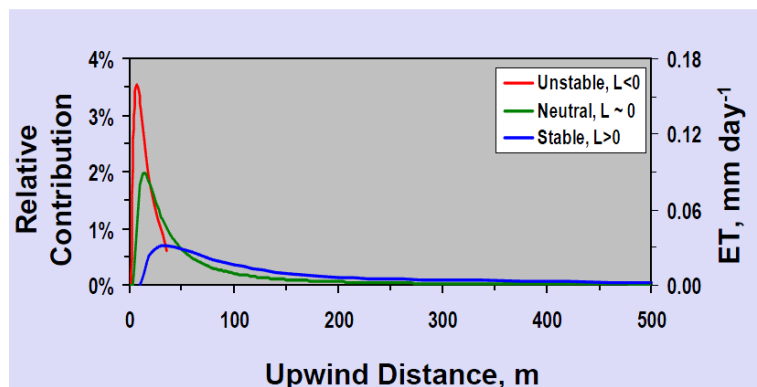


Figura 5.3-5 Variazione del contributo all'area sorgente in funzione della stabilità atmosferica (Burba e Anderson, 2001)

6. CASO DI STUDIO

6.1. Campo Sperimentale

Al fine di acquisire i dati necessari per valutare gli scambi di energia nel sistema suolo-vegetazione-atmosfera ed avere una stima piuttosto accurata dei flussi evapotraspirativi, si è allestita una stazione Eddy Covariance (Eddy Covariance Tower) che ha cominciato ad acquisire dati a partire da Maggio 2008 e tutt'oggi ancora attiva.

La stazione è ubicata all'interno dell'area di proprietà dell'Università degli Studi di Salerno ($40^{\circ}46'19''$ N, $14^{\circ}47'19''$ E) a circa 320 m sul livello del mare, su un campo a lieve pendenza coperto da vegetazione bassa e uniforme (prato).

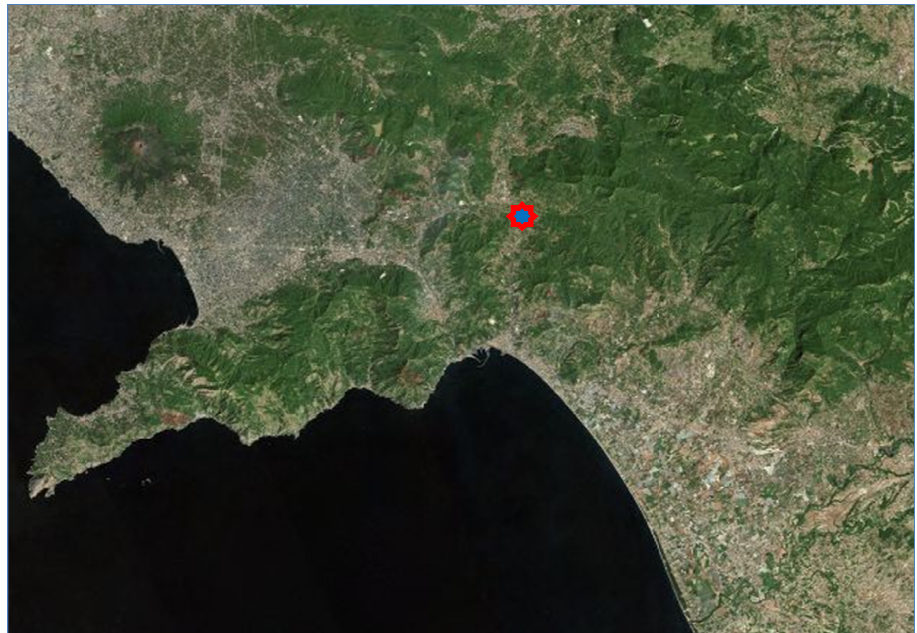


Figura 6.1-1 Ubicazione della Stazione EC

Secondo la classificazione di Thornthwaite, il clima della regione può essere classificato come umido, con una pioggia media annua pari 1170 mm e un'evapotraspirazione potenziale media annua pari a 780 mm (Longobardi e Villani, 2007).

La torre Eddy Covariance è supportata da un tripode in acciaio dell'altezza di 3 m, sul quale sono installati un anemometro sonico, modello CSAT3 della Campbell Scientific, un analizzatore di gas, modello LI-7500 della Li-cor Inc. ed un radiometro netto, modello NR-LITE della Kipp&Zonen. Alla base del tripode, alla profondità di cm 10 dalla superficie, si trovano due piastre di flusso auto calibranti HFP01SC della Hukseflux e due termocoppie TCAV.

I dati vengono acquisiti ad un frequenza di 10 Hz e gestiti da un Datalogger, modello CR1000 della Campbell scientific, che li elabora e li memorizza su una scheda di memoria Compact Flash attraverso l'apposito modulo. Tutto il sistema è alimentato da 3 pannelli fotovoltaici abbinati ad altrettanti accumulatori di energia per sopperire alla eventuale mancanza di sufficiente energia solare.



Figura 6.1-2 Stazione Eddy Covariance nel Campus Universitario di Salerno

Anemometro sonico CSAT3-3D

L'anemometro è uno strumento atto a misurare la velocità (m/s) e la direzione del vento (°N) nelle sue componenti lungo le tre direzioni principali. Il funzionamento è basato sulla misura del tempo impiegato da un impulso ad ultrasuoni a percorrere la distanza tra i due trasduttori e sul confronto di tale tempo con quello impiegato da un successivo impulso lanciato in senso contrario. Dalla misura dei due tempi t_A e t_R , si risale alla componente della velocità del vento nella direzione dei due trasduttori, mediante la relazione:

$$V = \frac{D}{2} \left(\frac{1}{t_A} - \frac{1}{t_R} \right)$$

Dove:

D = distanza fra i due trasduttori;

t_A = tempo di transito all'andata;

t_R = tempo di transito al ritorno

Tale formula garantisce l'indipendenza della velocità del vento dalle condizioni ambientali di Temperatura, Umidità e Pressione. La direzione del vento viene stabilita attraverso il calcolo degli angoli.

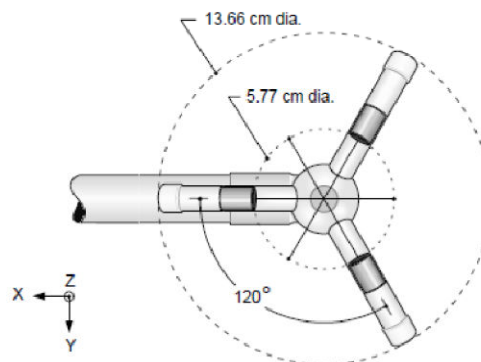


Figura 6.1-3 Trasduttore dell'anemometro visto dal basso

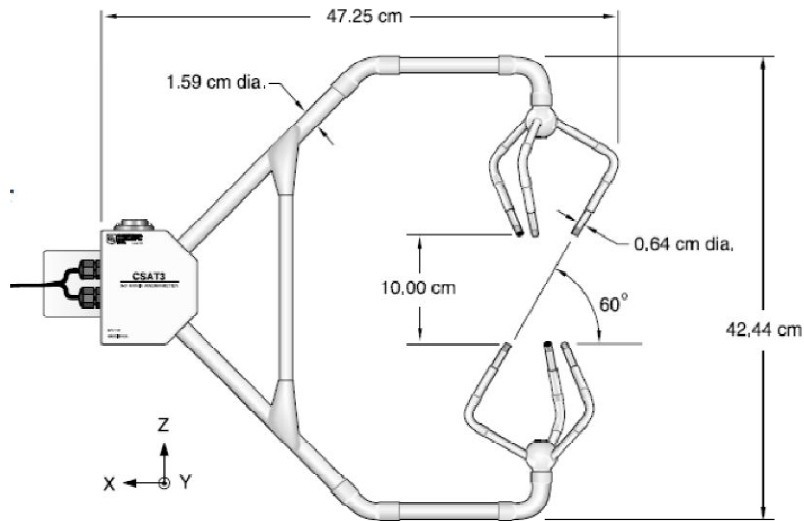
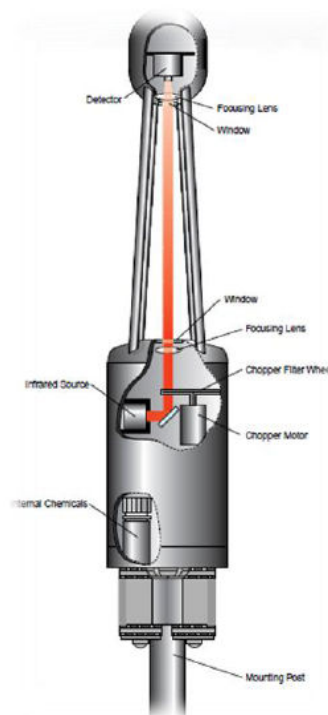


Figura 6.1-4 Anemometro sonico CSAT3, Campbell Scientific

Analizzatore di gas H₂O/CO₂ LI-7500

LI-7500 è un analizzatore di gas ad infrarossi ad alta precisione, che misura in modo accurato le densità in situ del Diossido di Carbonio (CO₂) e del vapor acqueo.

Figura 6.1-5 Analizzatore di gas LI-7500 della LICOR



Radiometro Netto NR-LITE**Figura 6.1-6 Radiometro netto NR-LITE Skipp e Zenon**

Il radiometro netto NR LITE è progettato per misure di routine della radiazione netta, ossia il bilancio tra quella entrante ed uscente in ambienti esterni. Il rilevatore è basato su un assorbitore conico nero, resistente alle intemperie, rivestito in Teflon. L'asticella verticale evita che gli uccelli possano alterare la misura e la livella integrata permette una facile e corretta installazione. Il sensore è una termopila e l'uscita in tensione è proporzionale alla radiazione netta. Può essere così connesso direttamente ad un datalogger o a un volmetro con un ingresso in mV.

Piastre di flusso di calore dal suolo autocalibranti HFP01SC

Questi sensori vengono utilizzati per misurare il flusso di calore, espresso in W/m^2 , che attraversa un oggetto sul quale sono montati o inseriti (terreno, murature, etc). L'elemento sensibile è costituito da una termopila che genera un segnale in mV proporzionale alla differenza di temperatura rilevata tra le due facce del sensore. Considerando stabile il

flusso, costante la conducibilità termica del corpo in misura e trascurabile l'influenza del sensore sulle modalità di propagazione del flusso stesso, il segnale di uscita del sensore è proporzionale alle sole variazioni di flusso che lo attraversano. La lettura del segnale di uscita si effettua con l'impiego di un voltmetro di precisione o con un datalogger. Per convertire la misura in tensione in flusso di calore si divide il valore rilevato per la costante riportata sul certificato di calibrazione fornito a corredo di ciascun sensore.

Termocoppia TCAV

Fornisce misure mediate della temperatura del suolo in due punti. La sonda consiste di quattro giunzioni, installate a due livelli verticali di suolo (lo strato superficiale di 6-8 cm) e in due siti a distanza di circa un metro.

Datalogger CR1000

Il datalogger è un acquisitore automatico di dati costituito da una o più sonde elettroniche collegate ad una centralina che memorizza le misure di uno o più parametri, effettuate ad intervalli di tempo opportunamente stabiliti. Esso rappresenta la versione moderna dei registratori tradizionali su carta (es. termografi, termoigrografi, ecc.), infatti registra i dati e ne permette una rappresentazione grafica. Fra i vantaggi del datalogger rispetto ai registratori tradizionali sono certamente da annoverare: la grande capacità di memoria e quindi la grande autonomia, l'ampiezza dei campi di misura, le dimensioni ridotte, la possibilità di gestire soglie di allarme, la precisione delle misure effettuate, la manutenzione ridottissima, la versatilità di utilizzo, il costo di gestione solitamente contenuto. Il limite del datalogger è dato dall'impossibilità di ottenere un grafico in tempo reale delle grandezze misurate e dalla necessità di interfacciarsi con un computer per analizzare e stampare i dati ottenuti.

Tabella 6.1-1 Sensori Eddy Covariance

Strumento Di misura	Altezza [m]	Classe di variabili	Variabili misurate
3D-CSAT (Campbell Sc.)	3	Dati turbolenti a 10Hz e temperatura sonica	U _x , U _y , U _z , T _s
LI-7500 (Licor Inc.)	3	Concentrazioni di gas	Conc. H ₂ O, CO ₂
NR-LITE (Kipp&Zonen)	3	Radiazione netta	R _n
Hukseflux HFP01SC (2)	-0.1	Flusso di calore al suolo	F _{cal1} , F _{cal2}
TCAV (2)	-0.1	Temperatura suolo	T _{soil}

6.2. Analisi dei dati

La stazione Eddy Covariance, così come presentata nel paragrafo precedente, fornisce i dati in 4 files differenti in formato binario: un primo file contenente i dati grezzi così come sono acquisiti dall'anemometro sonico e dall'analizzatore di gas a 10 Hz; un secondo file contenente le variabili misurate, le varianze e le covarianze mediate su intervalli di 30 min, e il calcolo dei flussi senza l'applicazione del linear detrending e la rotazione delle coordinate; un terzo file contenente i dati "slow", ovvero i dati acquisiti dal radiometro netto, dalle piastre di flusso e dalle termocoppie che registrano a frequenza più basse; e un ultimo file contenente informazioni sulla diagnostica del sistema di alimentazione (voltaggio delle batterie, temperature dei pannelli solari, warnings).

In postprocessing i dati sono elaborati secondo la metodologia proposta da Aubinet (Aubinet et al.,2000):

- Partendo dalle componenti della velocità mediate su intervalli di 30 min, si calcolano gli angoli di rotazione delle coordinate e quindi le componenti nel nuovo sistema di riferimento, le varianze e le covarianze, la velocità di attrito.
- Si passa poi al calcolo del flusso turbolento di calore sensibile sfruttando il valore di covarianza tra la temperatura sonica e la velocità verticale del vento. La temperatura sonica è corretta secondo le indicazioni descritte nel paragrafo 5.2. Infine viene applicato il filtro per il linear detrending .
- Allo stesso modo si calcola il flusso di calore latente e di carbonio, utilizzando, nel primo caso, la covarianza tra la velocità verticale del vento e la concentrazione di vapore acqueo, nel secondo caso quella tra la velocità verticale del vento e la concentrazione di anidride carbonica misurata. Si applica in questo caso la correzione di Webb-Permann-Leuning per le fluttuazione della densità dell'aria.
- Si calcolano i parametri di stabilità atmosferica $L = \frac{u^{*3}}{k_T \overline{wT}}$ (lunghezza di Monin-Obukhov, definita come l'altezza dal suolo

alla quale la turbolenza di origine meccanica uguaglia quella di origine termica) e il rapporto $(z-d)/L$.

- Si calcolano i parametri relativi alla valutazione dell'area sorgente così come descritto nel paragrafo 5.3 (X_{max} , X_{70} , X_{90}).
- Calcolo delle variabili necessarie per il test di qualità dei dati (IntegW, IntegT, DiffWTs e DiffWH2O)
- Si esegue il test di stazionarietà dei dati per le covarianze tra w e T_s , w e concentrazione di H_2O e w e concentrazione di CO_2 , confrontando la covarianza calcolata su una media temporale di 30 minuti e quella ottenuta come media delle covarianze ottenute sui 5 sottointervalli di 6 minuti ciascuno.

Dato la forte dipendenza dei flussi dal regime anemometrico presente, l'analisi dei dati parte proprio da un'analisi del comportamento dei flussi di aria rilevati dalla torre EC.

I flussi di vento si presentano fortemente eterogenei, con cambi repentini sia d'intensità che di direzione, così come è messo in evidenza dai due grafici seguenti.

In Fig.6.2.1 si possono notare i rapidi cambiamenti di direzione rispetto al Nord (0°) che interessano soprattutto i flussi notturni, con variazioni repentine anche di 180° . Le oscillazioni sono molto più accentuate nel mese autunnale. Durante il giorno invece si nota una variabilità minore, soprattutto nel mese di maggio.

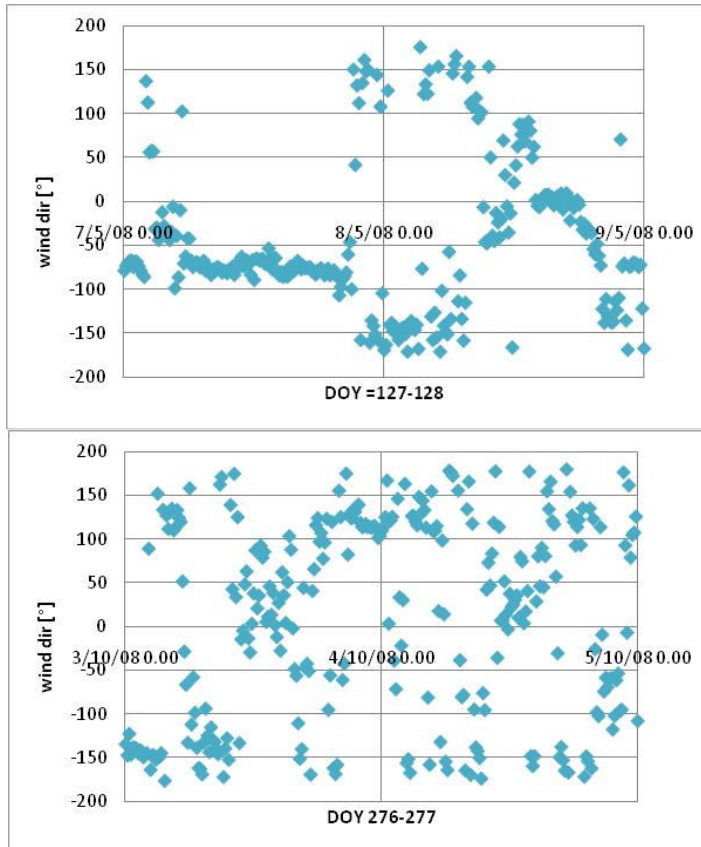


Figura 6.2-1 direzioni del vento misurati in gradi sessagesimali riferiti ai periodi di maggio e ottobre

In Fig. 6.2.2 invece si rileva una consistenza dei venti durante le ore diurne, con tendenza a velocità pressochè nulle durante la notte. Si conferma l'elevata variabilità del dato nel secondo periodo, seppur con un'intensità minore.

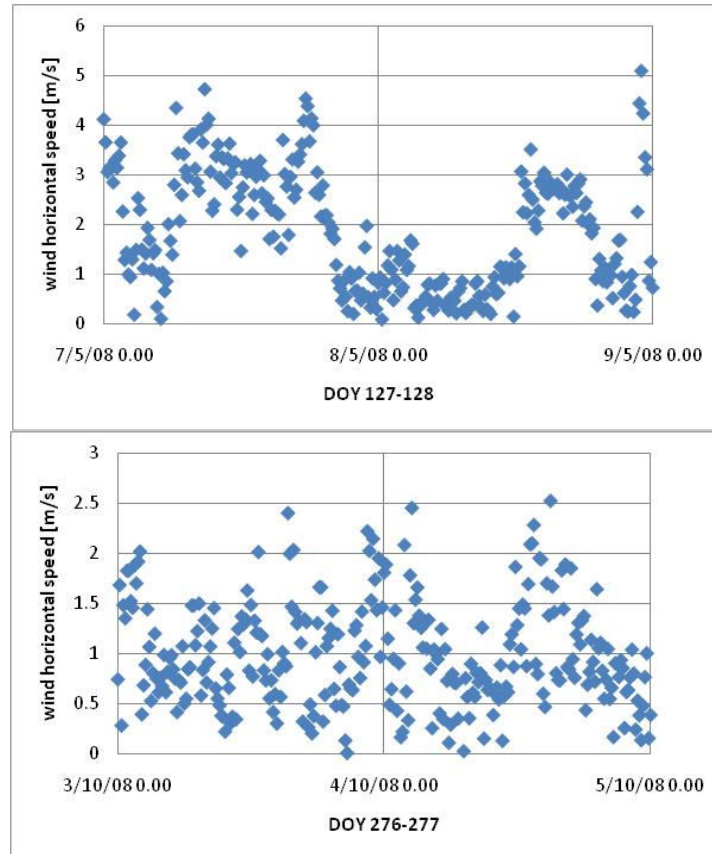


Figura 6.2-2 Serie temporale della velocità orizzontale del vento riferita a due periodi dell'anno (Maggio e Ottobre)

Da uno studio anemometrico su scala annuale si deduce una prevalenza di eventi con direzione di propagazione sulla direttrice Nord-Sud ed una forte componente nella direzione Sud-Ovest. Confrontando diagramma di frequenza radiale delle direzioni degli eventi anemometrici con la topografia del territorio, si nota una coincidenza delle direzioni di propagazione più frequenti con le aperture nei rilievi montuosi circostanti. In Fig. 6.2-3 è riportato il diagramma radiale di frequenza e una carta dei rilievi montuosi della zona circostante il campo sperimentale.

La fig. 6.2-4 rappresenta il diagramma radiale di frequenza dei soli eventi registrati durante le ore diurne, ovvero quelli che maggiormente

interessano ai fini dello studio dei flussi evapotraspirativi. Si nota una netta prevalenza dei flussi che si propagano in direzione Nord ed una seconda componente in direzione Sud-Sud Est.

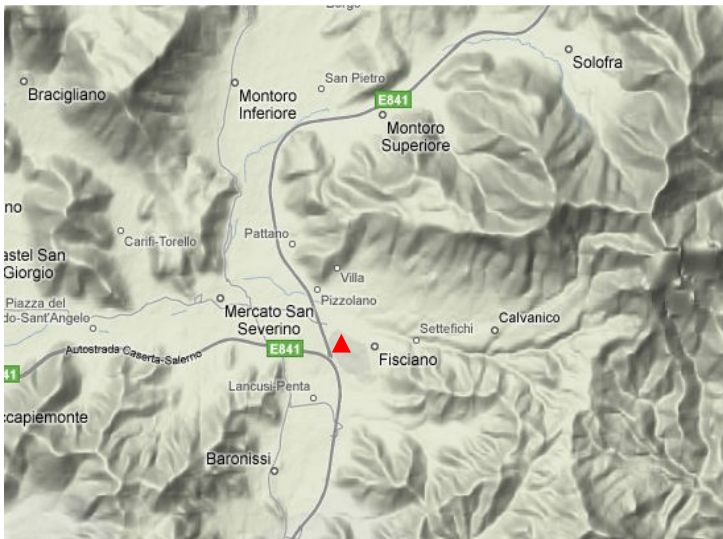
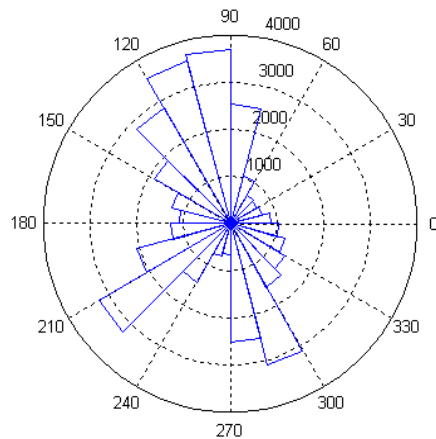


Figura 6.2-3 a) Diagramma radiale di frequenza degli eventi anemometrici su scala annuale e b) corrispondenza con le aperture nei rilievi montuosi circostanti.

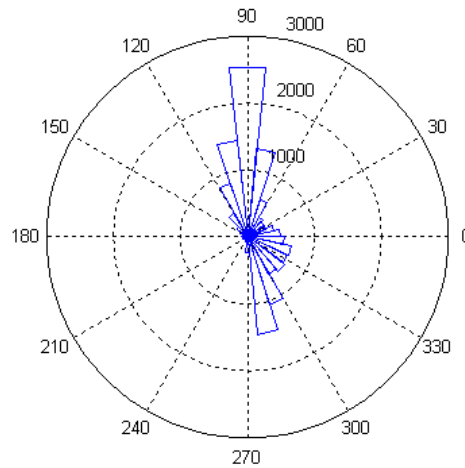


Figura 6.2-4 Diagramma di frequenza radiale degli eventi anemometrici registrati nelle sole ore diurne.

Sulla stregua dei dati rappresentati nell'ultimo diagramma si è calcolato il possibile footprint della strumentazione Eddy Covariance attraverso il modello Schuepp, già illustrato nel paragrafo 5.3.

I parametri riportati in tabella sono stati utilizzati per il calcolo della distanza a cui si verifica il picco del valore della funzione di footprint (X_{max}) e le distanze delle zone che contribuiscono alla formazione rispettivamente del 70% e del 95% del flusso turbolento.

Tabella 6.2-1 Parametri utilizzati per il calcolo del footprint

Parametro	Descrizione	valore
z	Altezza di misurazione	3 m
h_c	Altezza della canopy	0.1 m
d	Zero plain displacement	$0.63h_c$

Le variabili necessarie per la definizione dell'area sorgente (ascissa del picco della funzione di footprint, e distanza a cui si trova la particella

elementare che contribuisce alla formazione del 70% e 95% del flusso), sono state calcolate con la relazione proposta nel paragrafo 5.3 solo in condizioni di atmosfera stabile. In condizioni di instabilità è stata utilizzata la correzione proposta da Dyer (1974), consistente nel moltiplicare la variabili per la seguente funzione :

$$\phi = \left(1 - 16 \frac{z-d}{L}\right)^{-0.25} \quad \text{per } -5 < \frac{z-d}{L} < 0$$

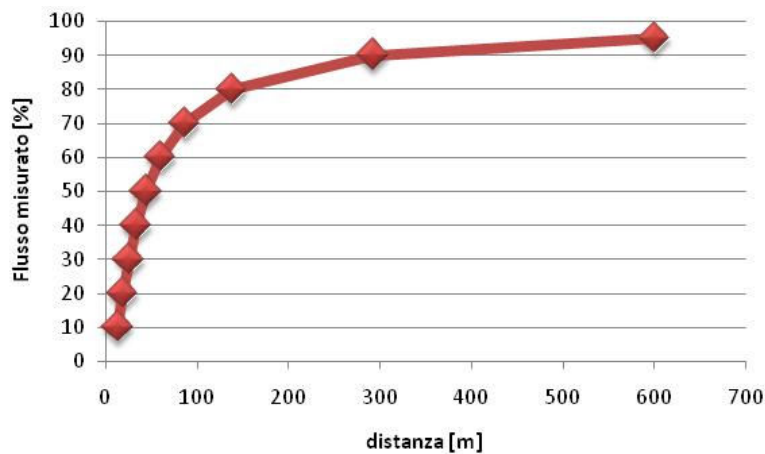


Figura 6.2-5 Sviluppo dei flussi turbolenti in termini percentuali in relazione alla distanza progressiva a partire dalla strumentazione di misura

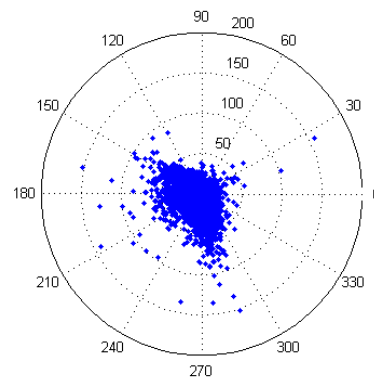
Il modello mostra una forte influenza sulla costituzione dei flussi da parte dell'area che si sviluppa nei primi 100 m nella direzione sottovento. Contribuiscono in misura ridotta anche particelle di suolo che distano fino a 600 m dalla stazione, sempre nella direzione sottovento. L'area sorgente modifica quindi la sua posizione ed estensione in funzione rispettivamente della direzione e dell'intensità dei flussi di vento registrati.

In Fig. 6.2-6 sono riportati, all'interno di un diagramma radiale, i valori di X_{max} , X_{70} e X_{95} in funzione della rispettiva direzione di propagazione del vento. Dal primo grafico a) si conferma la concentrazione delle zone in cui si ha il picco di contributo nelle strette vicinanze del punto di misurazione (50m), ad eccezione della direzione sud dove si ha una maggiore estensione dell'area sorgente per effetto delle velocità maggiori.

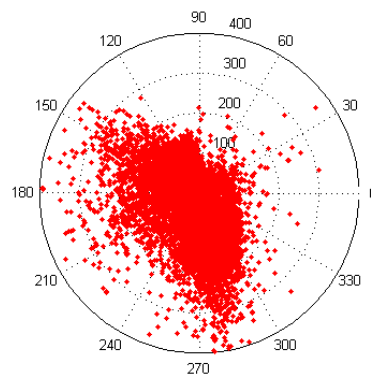
Lo stesso comportamento viene evidenziato nei diagrammi b) e c). Sovrapponendo i risultati così ottenuti per ciascuna direzione ad un'ortofoto in scala dell'area oggetto di osservazione, è possibile evidenziare le aree significative ai fini della formazione dei flussi, ovvero mettere in corrispondenza i flussi misurati con le aree alle quali sono fisicamente riferiti.

Il risultato è mostrato in Figura 6.2-7, dove si evidenzia un'area a maggior contributo corrispondente, quasi in tutti gli eventi, a superfici vegetate, e quindi le misure effettuate possono essere assunte significative per la valutazione dei flussi evapotraspirativi del suolo erboso.

a)



b)



c)

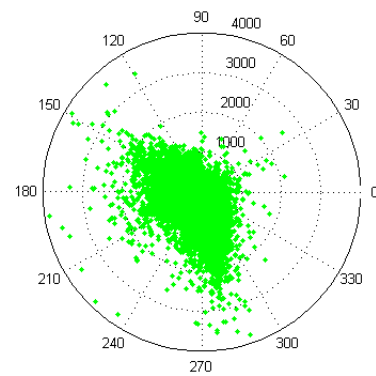


Figura 6.2-6 diagramma radiale di a) X_{max} , b) X_{70} e c) X_{95} riportati in funzione della direzione di propagazione dei flussi di vento

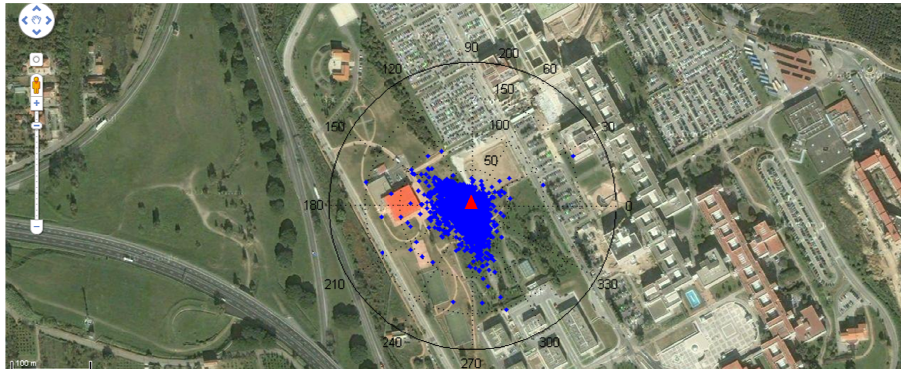


Figura 6.2-7 Sovrapposizione del diagramma radiale di X_{max} sull'ortofoto dell'area del campus interessata dal monitoraggio dei flussi.

Viene riportato di seguito l'andamento del valore registrato alle ore 12:00 di alcune variabili misurate per tutto l'anno di osservazione, al fine di fornire un'indicazione sulla variabilità di tali grandezze.

Le variabili mostrate sono radiazione netta, flusso di calore al suolo, temperatura dell'atmosfera in corrispondenza dell'altezza di rilevamento, temperatura al suolo, umidità dell'aria, flusso di calore latente e flusso di calore sensibile.

La radiazione netta appare con un andamento di tipo sinusoidale (Figura 6.2-8) durante il corso dell'anno con valori di picco che si attestano intorno ai 600 W m^{-2} e valori più bassi mediamente intorno ai 100 W m^{-2} .

Il flusso di calore al suolo (Figura 6.2-9) risulta assumere in generale valori modesti (2% del valore di radiazione netta corrispondente), con valori maggiormente accentuati nei mesi di maggio e giugno, dove riesce a raggiungere anche i 40 W m^{-2} .

La serie temporale delle temperature dell'aria campionate alle ore 12:00 (Figura 6.2-10) presenta oscillazioni nel range $5\text{-}35 \text{ }^\circ \text{C}$ con una dispersione contenuta. Essa assume generalmente valori più bassi rispetto alla temperatura del suolo, con una differenza consistente proprio nei mesi con maggiore radiazione. La serie temporale delle

temperature del suolo presenta una dispersione maggiore, molto marcata soprattutto nei mesi invernali.

La serie temporale dell'umidità dell'aria con campionamento alle ore 12:00, (Figura 6.2-11) presenta un forte dispersione, con i valori più alti che si attestano per la maggior parte dei casi nel periodo estivo.

Infine il confronto tra le serie temporali dei flussi di calore latente e calore sensibile, sempre con campionamento alle ore 12:00 di ciascun giorno del periodo di osservazione, dimostra una prevalenza del primo rispetto al secondo, confermando la caratterizzazione umida del clima dell'area di studio. Anche in questo caso si nota una concentrazione dei flussi di maggiore intensità nel periodo estivo, con valori anche di 350 W m^{-2} .

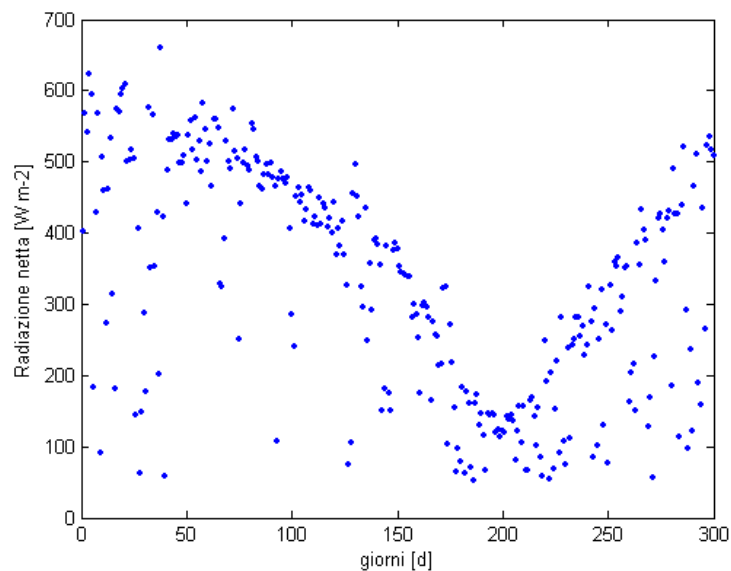


Figura 6.2-8 Andamento della radiazione netta campionata alle ore 12:00

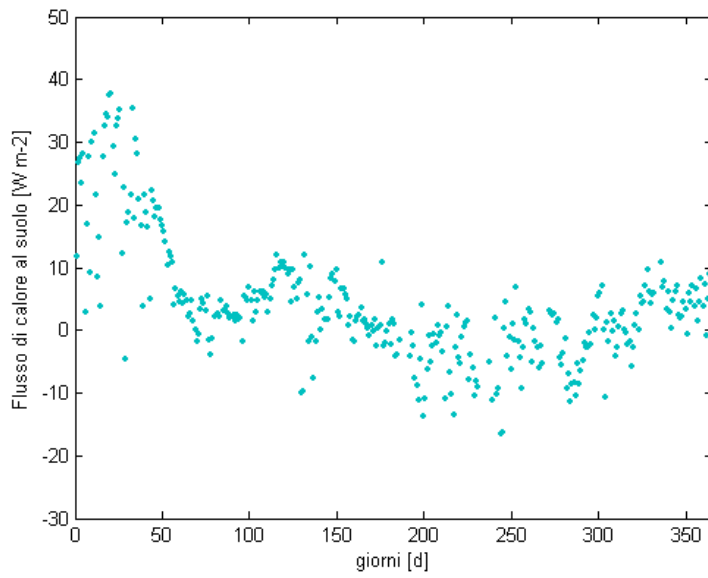


Figura 6.2-9 andamento del flusso di calore al suolo campionato alle ore 12:00

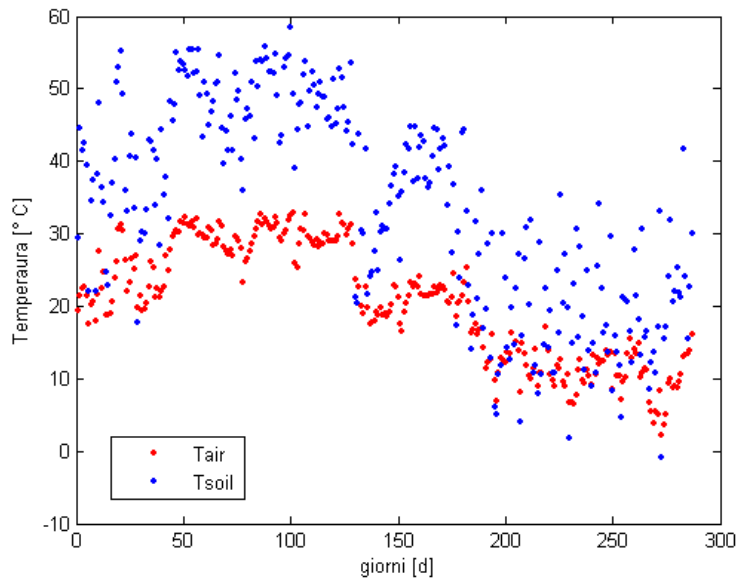


Figura 6.2-10 andamento della temperatura dell'aria e al suolo campionate alle ore 12:00

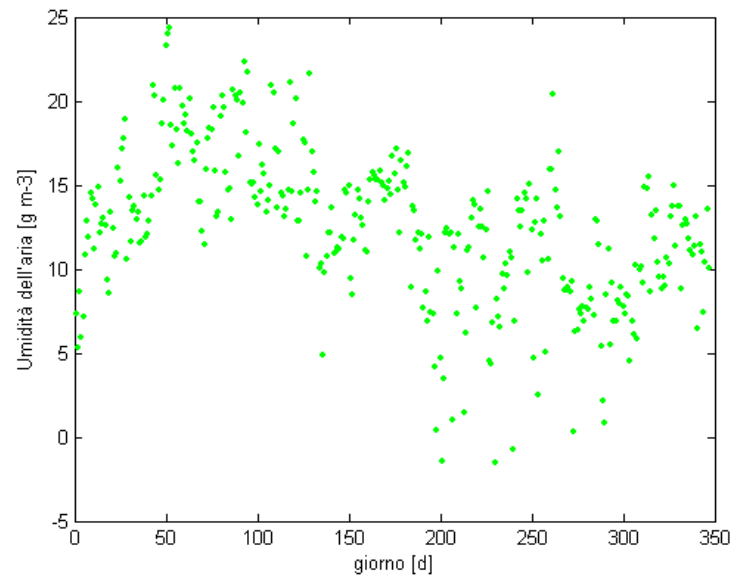


Figura 6.2-11 andamento dell'umidità dell'aria campionata alle ore 12:00

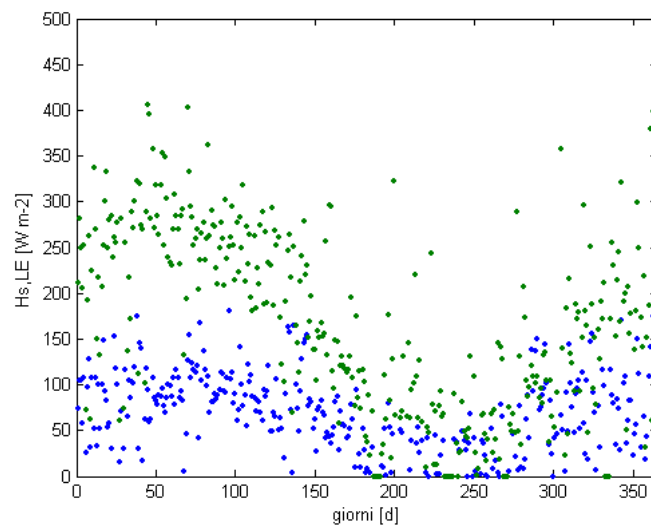


Figura 6.2-12 andamento dei flussi di calore latente (verde) e calore sensibile (blu) campionato alle ore 12:00 del periodo di monitoraggio.

Il grafico dell'andamento medio delle componenti del bilancio durante il corso della giornata (Figura 6.2-13) mostrano come la maggior parte (circa i 3/5) dell'energia radiativa, trasmessa dal sole, si converte in calore latente, e solamente un quantitativo ridotto (poco più di 1/5) della radiazione si ritrova sottoforma di calore sensibile, responsabile del riscaldamento dell'atmosfera. Ciò conferma il fatto che nei climi umidi, la sola presenza di acqua favorisce l'attenuazione del riscaldamento atmosferico. Si può notare inoltre una coincidenza dei picchi tra gli andamenti dei flussi di calore e la radiazione, mostrando uno stretto legame di dipendenza dei flussi da quest'ultima, che rimane la forzante principale della formazione dei flussi turbolenti. Tale dipendenza è stata investigata mediante dei modelli di regressione lineare tra la radiazione netta e le altre componenti di flusso, i cui esiti sono riportati nella tabella seguente:

Tabella 6.2-2 Regressione statistica tra la componente di radiazione netta e i flussi di energia

Rn vs	Regressione	Regressione a intercetta zero	R ²
Hs	0.6039x-28.9881	0.5747x	0.5601
LE	0.7434x+20.6500	0.7642x	0.7711
Go	0.4823x-31.9903	0.4501x	0.4601

Come ci si aspettava, le dipendenze sono tutte positive, ma gli indici di indeterminazione R² sono piuttosto bassi. Il flusso di calore latente presenta il legame di dipendenza più forte con la radiazione, ma la sua formazione rimane comunque influenzata da una serie di altre forzanti non legate alla componente radiativa.

Il flusso di calore al suolo presenta un andamento medio trascurabile, motivando l'esclusione di tale componente in diversi studi presenti in letteratura dal computo del bilancio di energia superficiale.

In figura 6.2-15 sono diagrammate le due componenti del bilancio energetico in maniera aggregata $R_n - G_o$ e $H_s + LE$. Il grafico rileva uno sfasamento (shift) tra le due curve, segno di una capacità inerziale del sistema suolo-vegetazione-atmosfera ad assorbire energia, sottoforma di calore, trattenerla e rilasciarla con un certo ritardo. Interessante dal punto di vista scientifico rimane l'investigazione dei fattori inerziali.

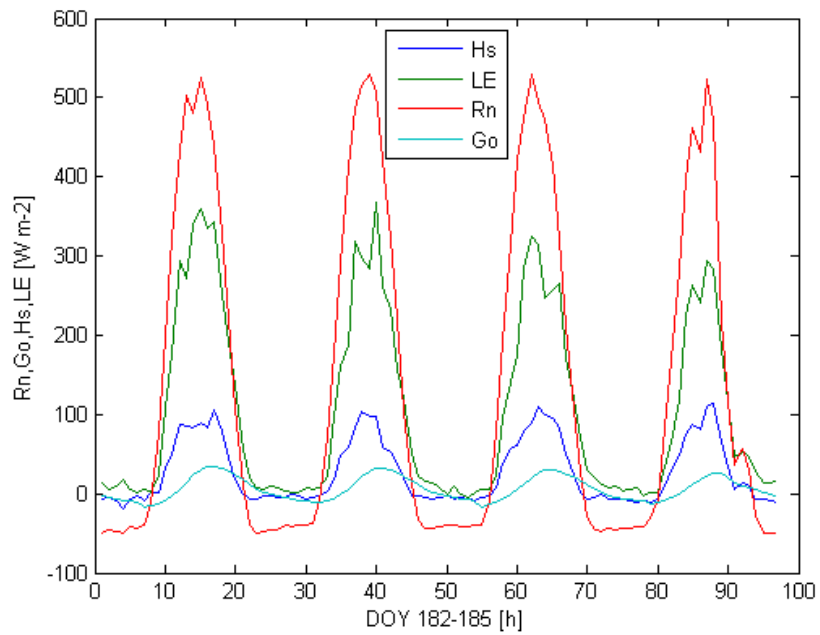


Figura 6.2-13 Componenti di bilancio energetico per i giorni 182-185

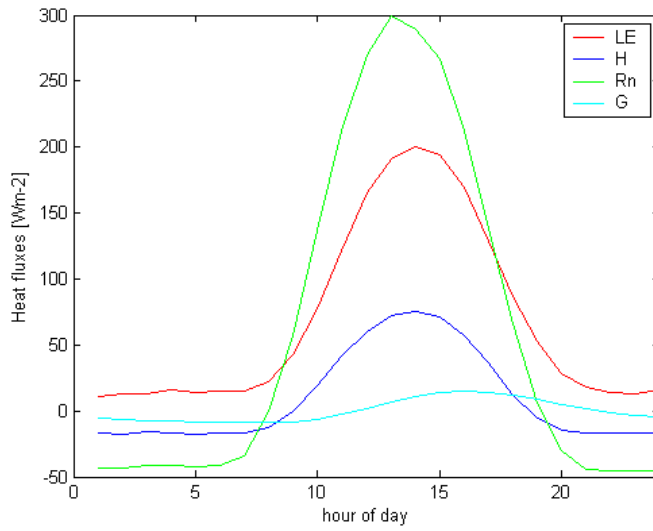


Figura 6.2-14 Andamento medio delle componenti del bilancio energetico superficiale nell'arco della giornata media.

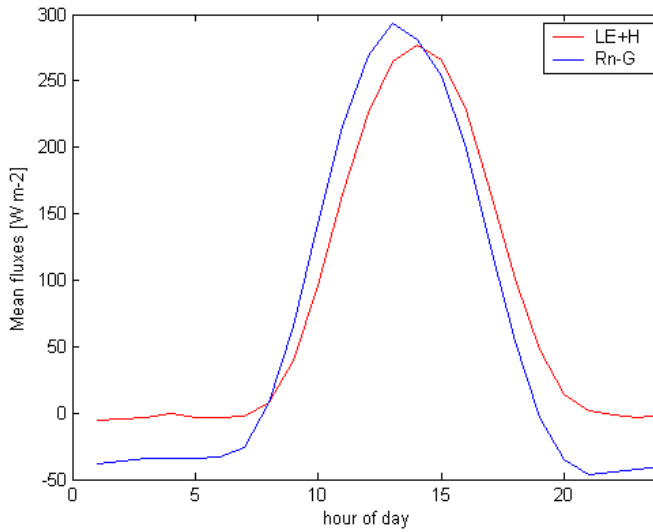


Figura 6.2-15 Andamento medio dei due termini di bilancio $Rn-G$ e $Hs+LE$ durante le ore del giorno

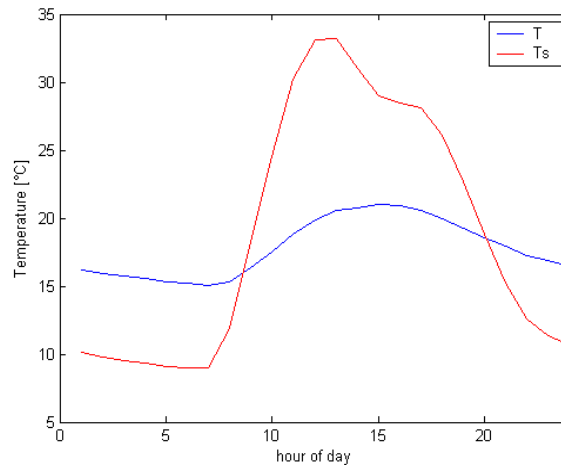


Figura 6.2-16 Andamento medio della temperatura al suolo (rosso) e dell'aria (blu) durante l'arco della giornata

Un modo efficace per validare i flussi così ottenuti è sicuramente la verifica della chiusura del bilancio energetico. La chiusura può essere valutata secondo quattro metodi differenti (Wilson et al., 2002):

- Il metodo principale (OLS) consiste nel calcolare i coefficienti di regressione lineare (pendenza e intercetta) della retta ai minimi quadrati che meglio adatta i dati di energia disponibile ($R_n - G_o$) ai dati di flusso ($H_s + \lambda E$). La chiusura perfetta è individuata da un valore di pendenza pari a 1 e intercetta pari a zero. Tale metodo presuppone, in maniera infondata, una completa assenza di errori casuali nella variabile indipendente (in questo caso R_n e G_o).
- Un metodo che consente di ovviare a tale errore è il metodo RMA (reduced major axis) che consiste nel valutare la chiusura del bilancio calcolando la media geometrica tra i coefficienti di regressione calcolati come al punto precedente e quelli calcolati ripetendo la regressione ad assi scambiati.
- Un terzo metodo che consente di tener conto degli errori nella valutazione della chiusura del bilancio di energia è il metodo dei momenti (MMs). Tale metodo richiede però la conoscenza degli errori casuali presenti, che, essendo legati al tipo di

strumentazione, di campionamento ed alla variabilità naturale, è molto difficile conoscere e variano da sito a sito.

- Infine è possibile valutare la chiusura semplicemente rapportando i flussi in maniera cumulativa su archi temporali fissati (Energy Balance Ratio). Tale metodo, seppur consente una compensazione degli errori casuali su lunghi intervalli temporali, trascura le distorsioni presenti sui dati semiorari determinando una sottostima negativa dei flussi di notte e una sovrastima positiva degli stessi durante il giorno (Mahrt, 1998).

$$EBR = \frac{\sum(\lambda E + H_s)}{\sum(Rn - Go)}$$

In questo lavoro sarà valuta la chiusura del bilancio energetico sull'arco annuale e sui due sottoperiodi stagionali, attraverso il metodo OLS, RMA e EBR.

I risultati, riportati in Tabella 6.2-3, dimostrano, per tutti i metodi adottati, una mancata chiusura del bilancio variabile dal 10% al 20%. La mancata chiusura è ormai considerata una costante nella letteratura scientifica, e le cause che la determinano possono essere molteplici: da errori sistematici della strumentazione, a mancata corrispondenza tra le aree sorgenti dei flussi e dell'energia radiativa, a mancanza di turbolenza ben sviluppata, a presenza di eventuali immagazzinamenti di energia (storage) nel sistema analizzato, trasporti advettivi trascurati.

Molto peggiore è la situazione durante le ore notturne, durante le quali un bilancio di energia è pressoché inesistente.

La statistica applicata ai soli dati diurni risulta quasi coincidente con quella ottenuta sfruttando l'intero database, a conferma della scarsa influenza dei dati notturni sul bilancio generale.

L'intero database è stato anche utilizzato per valutare l'andamento medio del coefficiente di chiusura EBR durante l'arco della giornata (Figura 6.2-18), mostrando dei valori molto bassi durante i periodi di transizione del mattino e della sera, quando i valori di Rn-Go sono molto bassi. Tra questi due periodi di transizione, che si distinguono attraverso due forti discontinuità nell'andamento, l'EBR assume un andamento crescente man mano che ci si sposta verso la sera.

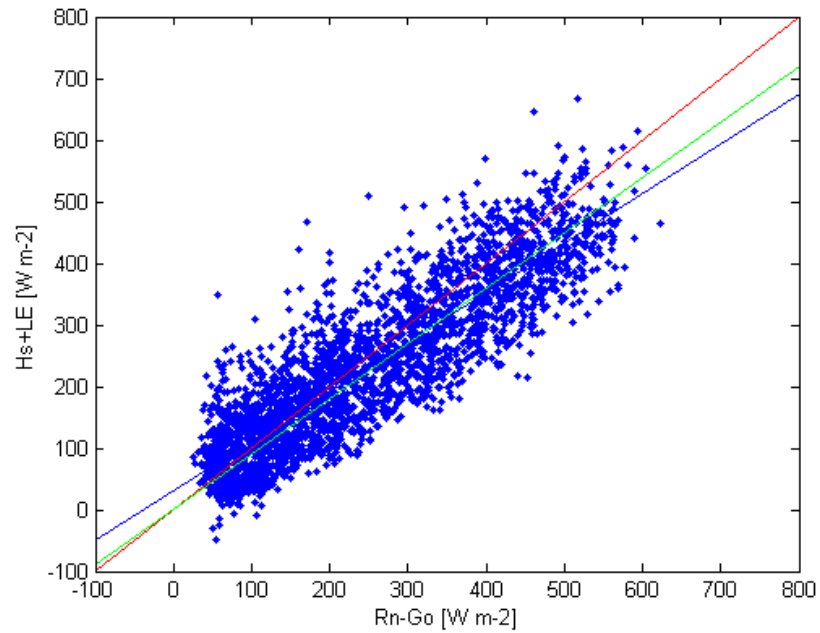


Figura 6.2-17 Regressione lineare tra energia disponibile e flussi di calore. In blu è riportata la retta di regressione semplice, in verde la retta di regressione forzata a passare per l'origine degli assi e in rosso la retta a pendenza unitaria.

Tabella 6.2-3 Coefficienti di chiusura del bilancio di energia sull'intero periodo di osservazione

	OLS	OLS0	R ²	EBR	RMA
Overall closure	0.8059x+31.35	0.9004x	0.8917	0.91	0.88

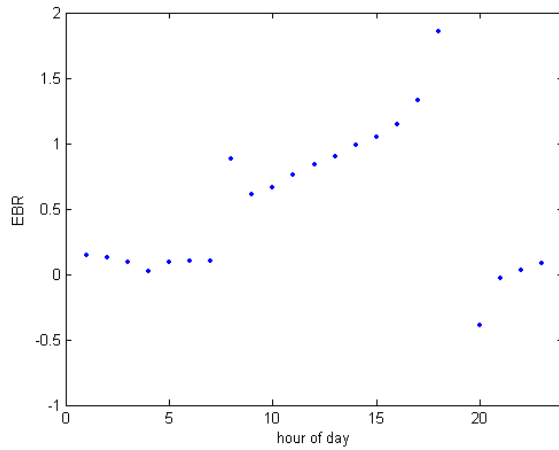


Figura 6.2-18 Andamento medio del coefficiente di chiusura EBR

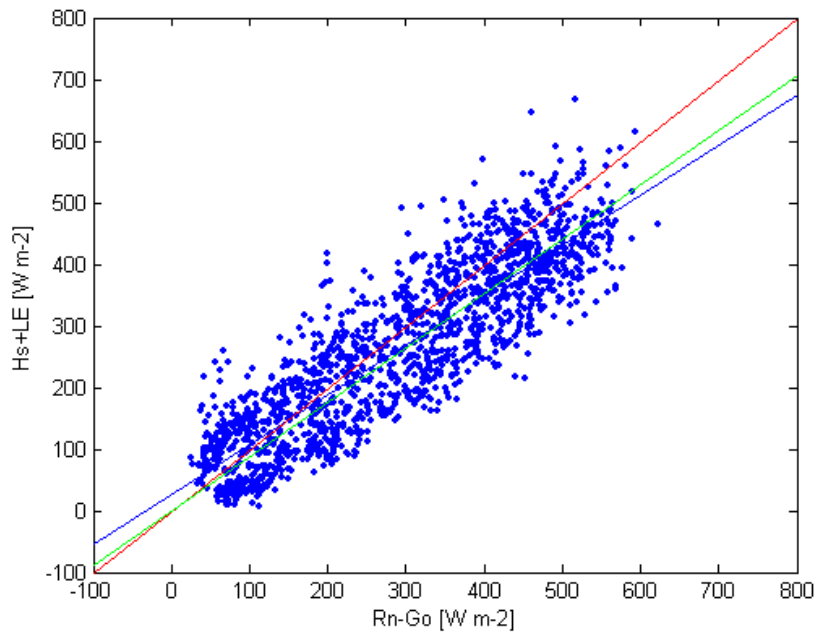


Figura 6.2-19 Regressione lineare tra energia disponibile e flussi di calore per il solo periodo maggio-settembre. In blu è riportata la retta di regressione semplice, in verde la retta di regressione forzata a passare per l'origine degli assi e in rosso la retta a pendenza unitaria.

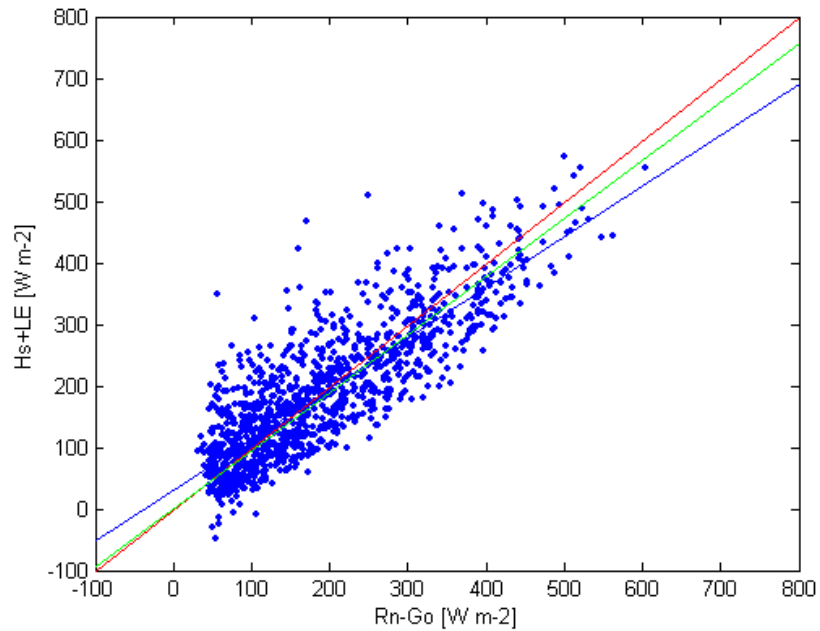


Figura 6.2-20 Regressione lineare tra energia disponibile e flussi di calore per il solo periodo ottobre-aprile. In blu è riportata la retta di regressione semplice, in verde la retta di regressione forzata a passare per l'origine degli assi e in rosso la retta a pendenza unitaria.

Tabella 6.2-4 Coefficienti di chiusura del bilancio di energia nei due periodi Maggio-Settembre e Ottobre-Aprile

	OLS	OLS0	R ²	EBR	RMA
Maggio-Settembre	0.8113x+27.09	0.8848x	0.8952	0.90	0.87
Ottobre-Aprile	0.8225x+31.77	0.9469x	0.9305	0.97	0.93

La verifica di chiusura del bilancio per i due sotto-periodi Maggio-Settembre e Ottobre-Aprile (Tabella 6.2-4) ha mostrato praticamente quasi gli stessi risultati per il primo e un netto miglioramento della chiusura nel secondo, molto probabilmente dovuto alle maggiori velocità del vento che si registrano in tale periodo che maggiormente favoriscono lo svilupparsi della turbolenza.

Per l'analisi dello sviluppo della turbolenza si assume come principale indicatore la velocità di attrito u^* , legata alle fluttuazioni delle componenti di velocità del vento secondo la seguente relazione :

$$u^* = (\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2})^{0.25}$$

Tale grandezza è assunta come parametro di scala nella teoria della similitudine atmosferica di Monin-Obukhov per dare indicazioni sull'entità della turbolenza generata da fattori meccanici vicino alla superficie e viene utilizzata per la correzione del profilo di velocità verticale del vento. Solitamente presenta un'ampia variabilità, anche nel corso dello stesso giorno, in funzione soprattutto delle condizioni di stabilità atmosferica. Nel caso in studio si registra per u^* un valore medio di 0.26 m s^{-1} con un massimo di 1.84 m s^{-1} .

Osservando l'andamento del coefficiente di chiusura EBR in relazione alla velocità di attrito (Figura 6.2-22), non si riscontra un particolare tipo di legame di dipendenza anche si può notare una maggiore concentrazione di dati in corrispondenza della chiusura ideale per valori di u^* superiori a 0.25 ms^{-1} .

Facendo un'analisi per percentili (Figura 6.2-23), suddividendo quindi la serie temporale dei valori in cinque serie in funzione dei 5 percentili di u^* e valutando la chiusura del bilancio per ognuna di esse si nota una progressiva crescita del coefficiente di chiusura OLS fino ad assumere il valore di 0.98 per l'ultimo percentile. In tal modo si mette in evidenza in maniera quantitativa, come le condizioni di turbolenza ben sviluppata possano incidere sulla chiusura del bilancio di energia.

Ancora mettendo in relazione il parametro di scala z/L con il coefficiente di chiusura EBR, si nota una tendenza ad assumere valori di chiusura più alti per valori di z/L sempre più negativi, rappresentativi di stratificazioni dell'atmosfera di tipo instabile.

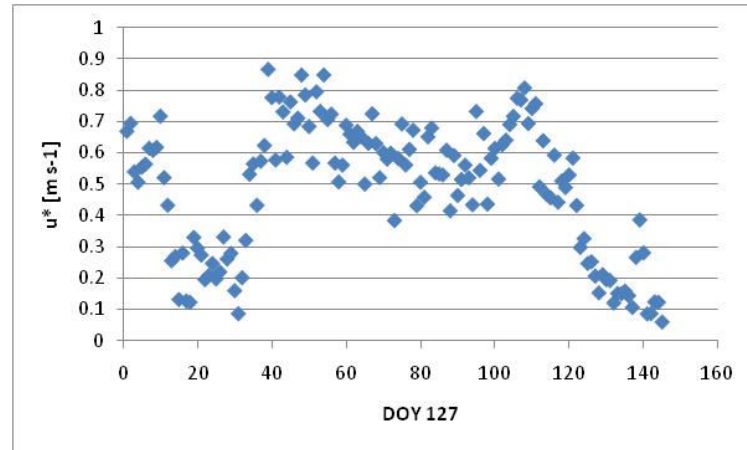


Figura 6.2-21 Andamento di u^* per il giorno DOY 127

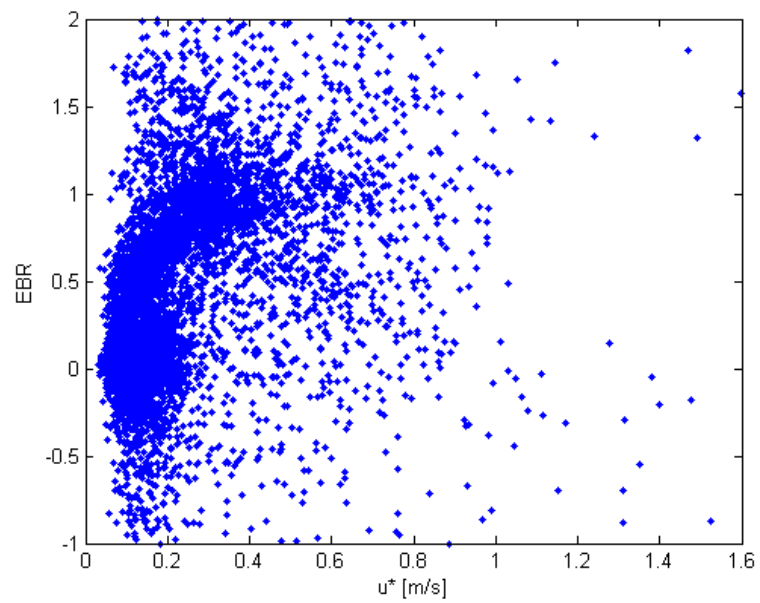


Figura 6.2-22 Andamento del coefficiente di chiusura EBR in relazione alla velocità di attrito

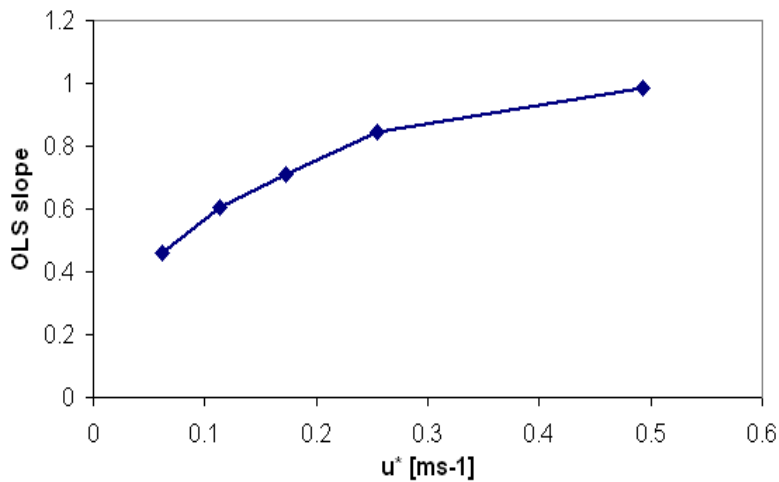


Figura 6.2-23 Coefficiente di chiusura OLS0 per i diversi percentili di u^*

La presenza di errori casuali dovuti al campionamento sono responsabili di riduzione del valore dell'indice di indeterminazione, ma non influiscono in maniera rilevante sui valori di OLS o di EBR soprattutto se valutato su periodi piuttosto lunghi.

Un modo per rilevare la presenza di errori casuali è confrontare la distribuzione dei residui di bilancio con una distribuzione normale per verificarne la somiglianza.

Tale controllo è rappresentato in figura 6.2.24 sia per i residui dell'intero database che solo per i dati diurni, mostrando una buona distribuzione normale solo per questi ultimi, quasi a confermare la presenza di un errore sistematico della strumentazione, ma non bisogna escludere che può essere un effetto indotto dalla nuvolosità atmosferica che può provocare oscillazioni nella misurazione della radiazione e dei flussi.

Influente invece risulta essere l'errore legato alla mancata corrispondenza tra l'area sorgente dei flussi turbolenti misurati e l'area sorgente delle strumentazioni di misura della radiazione e dei flussi al suolo. Quest'ultima presenta infatti un raggio d'influenza legato all'altezza di misura dello strumento, ma comunque costante nel tempo e centrato sullo strumento. Esso è installato su un braccio in acciaio che protende dalla struttura di supporto per alcune decine di cm, per cui le misure possono risentire della presenza della stessa e risultare alterate. Inoltre

l'area sorgente delle piastre di flusso risulta essere un ordine di grandezza più piccole rispetto alle altre due.

Come già evidenziato in precedenza, l'area sorgente dei flussi eddy covarianza non è costante nel tempo e nello spazio ed è legata alle condizioni atmosferiche, assumendo una forma ellittica con asse maggiore allineato alla direzione del vento, per cui si può asserire con certezza che questa non coincide quasi mai con l'area sorgente dei flussi radiativi.

Per quanto riguarda i fenomeni di advezione, l'advezione verticale è stata trascurata per via della rotazione delle coordinate che annulla la media della velocità verticale, ma in realtà sono possibili velocità non trascurabili responsabili di trasporto di massa, soprattutto in presenza di eterogeneità spaziali del sito di misura che possono generare moti e circolazioni verticali tali da comprometterne l'assunzione fatta.

Fino a questo momento sono stati completamente trascurati i termini di storage di energia nel sistema. Al fine però di investigare le cause della mancata chiusura del bilancio di energia potrebbe essere necessario valutare l'entità di tali componenti.

La tipologia dei dati a disposizione permette di valutare soltanto i termini di immagazzinamento di energia nel suolo S_{soil} e di energia utilizzata dalla vegetazione per l'espletamento delle attività di fotosintesi S_p , ma in entrambi i casi le due entità assumono valori molto modesti, ininfluenti ai fini della chiusura del bilancio.

In figura 6.2-27 è rappresentato l'andamento per il giorno DOY 127 del flusso di anidride carbonica

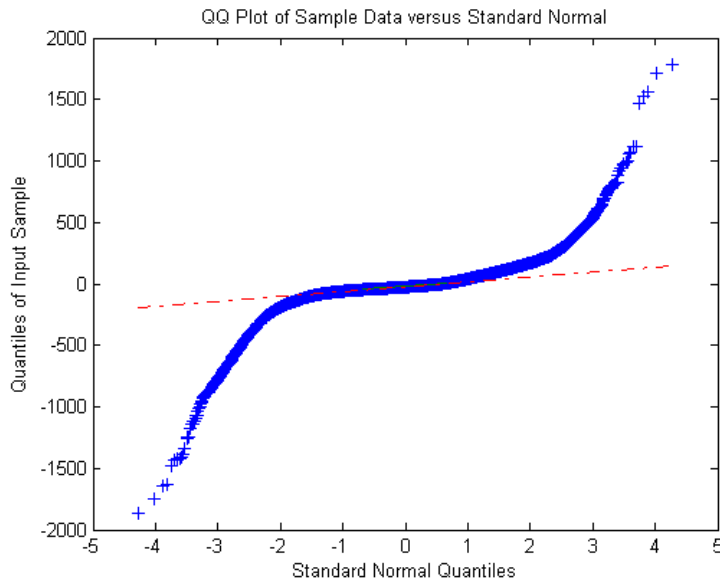


Figura 6.2-24 Grafico per quantili della serie storica dei residui del bilancio di energia e una distribuzione normale

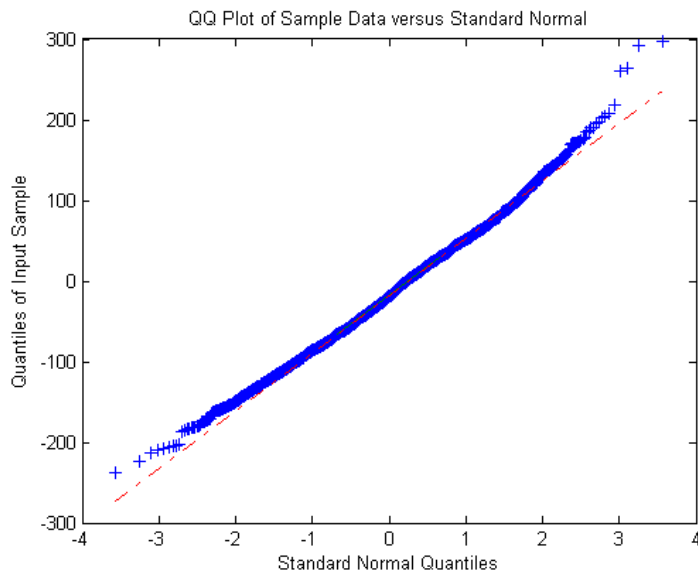


Figura 6.2-25 Grafico per quantili della serie storica dei residui calcolati nelle sole ore diurne e una distribuzione normale

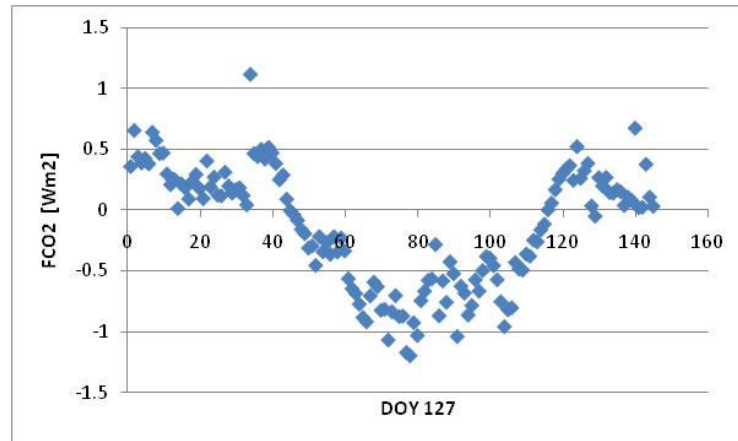


Figura 6.2-26 Andamento del flusso di CO2 durante DOY 127

6.3. Stima dei flussi evapotraspirativi

La misura di calore latente ottenuta attraverso la stazione eddy covariance risulta essere una vera e propria misura di evapotraspirazione ad una risoluzione temporale molto dettagliata, a meno della costante λ (calore latente di vaporizzazione).

Data la mancata chiusura del bilancio di energia si pone il problema di validare tale tipo di misurazione, confrontandola con i metodi di comprovata e riconosciuta efficacia già presentati nel paragrafo 4.3.

Inoltre, siccome la maggior parte di tali modelli non consente di arrivare ad una stima dei flussi evapotraspirativi a tale risoluzione temporale, si riscontra il problema di trasferimento del dato acquisito su scale temporali meno ristrette.

Diversi studi in letteratura (Sellers et al., 1992) comparano le misure eseguite mediante strumentazioni eddy covariance con altre metodologie di stima, come ad esempio il Bowen ratio e in molti casi, il confronto tra i due metodi ha riportato un buon accostamento dei valori ottenuti per le componenti di radiazione, flusso al suolo e calore sensibile, e un errore più consistente per quanto riguarda la stima dei flussi di calore latente.

Tali risultati suggeriscono di valutare il flusso di evapotraspirazione attraverso tre differenti metodologie:

- Stimare l'evapotraspirazione attraverso i valori di flusso di calore latente ottenuto dal processing dei dati EC;
- Oppure stimarla trascurando del tutto tale tipo di dato acquisito e considerare soltanto le misure delle altre componenti energetiche, calcolando l'evapotraspirazione come residuo del bilancio di energia;
- Considerare affette da errore entrambe le misure di flusso turbolento ottenute dalla procedura eddy covariance, e ricalcolarne il valore corretto imponendo la conservazione del rapporto di Bowen.

E' superfluo dire che con la seconda metodologia, l'eventuale deficit di chiusura del bilancio di energia viene interamente attribuito alla componente di calore latente, considerando la stessa affetta dall'errore di stima maggiore, mentre la terza metodologia ripartisce il gap di chiusura tra le due componenti di calore latente e sensibile conservandone il rapporto di Bowen (Twine, Kustas et al., 2000).

Indicando infatti con Δ l'eventuale errore contenuto da ciascuna componente, il rapporto di Bowen può essere scritto come:

$$\beta = \frac{H_m}{\lambda E_m} = \frac{H + \Delta H}{\lambda E + \Delta \lambda E}$$

Sostituendo nell'equazione del bilancio energetico superficiale si ottiene:

$$(1 + \beta)\Delta \lambda E = R_n - G_o - (1 + \beta)\lambda E_m + (1 + \beta)\Delta \lambda E$$

$$\Delta \lambda E = \frac{R_n - G_o - (1 + \beta)\lambda E}{1 + \beta}$$

$$\Delta H = \beta(\lambda E + \Delta \lambda E) - H$$

I risultati ottenuti attraverso le tre differenti metodologie sono di seguito mostrate e confrontate attraverso grafici di regressione lineare (Figure 6.3-1-2-3). In questo caso sono stati utilizzati i soli dati diurni per l'applicazione della correzione, in quanto il rapporto di bowen può presentare discontinuità in corrispondenza dell'alba e del tramonto, rendendo il metodo non applicabile.

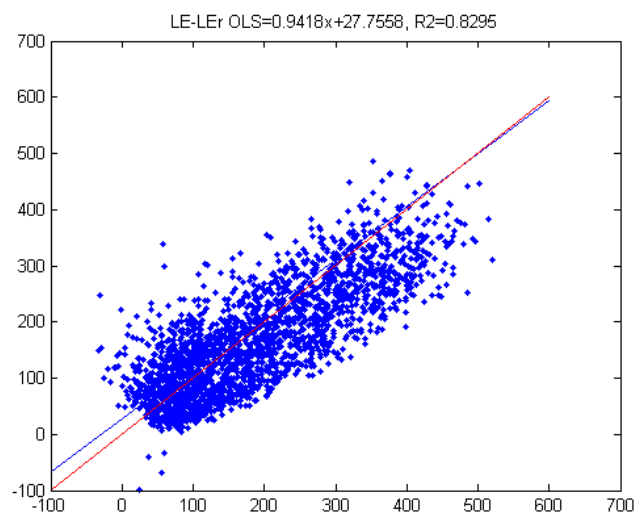


Figura 6.3-1 Regressione lineare tra i dati di calore latente misurati e quelli ottenuti come residuo del bilancio di energia

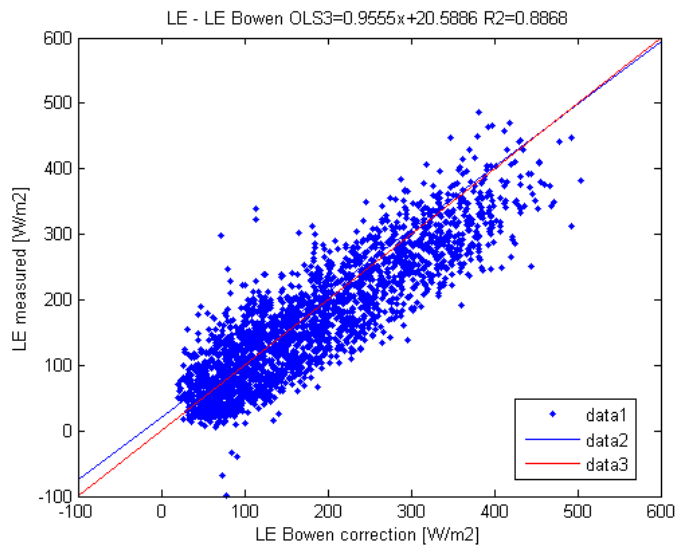


Figura 6.3-2 Regressione lineare tra i dati di calore latente misurati e quelli ottenuti mediante la correzione del rapporto di Bowen

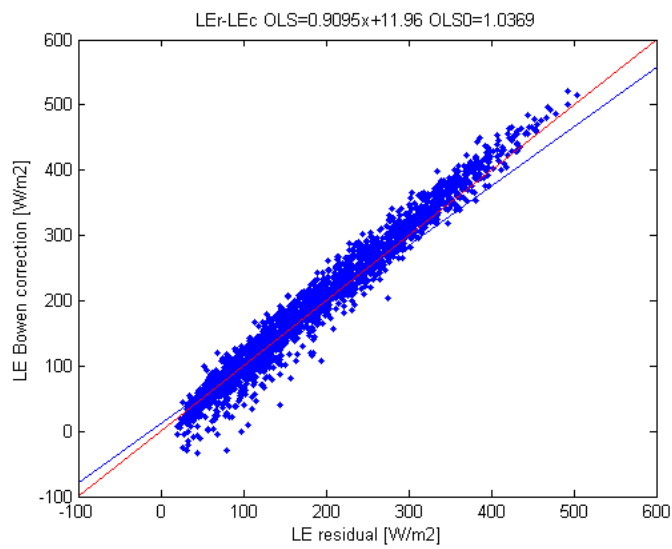


Figura 6.3-3 Regressione lineare tra i valori di calore latente calcolati come residuo e quelli ottenuti attraverso la correzione del rapporto di Bowen.

Per trasferire questi valori istantanei di evapotraspirazione (ottenuti dividendo i valori di flusso di calore latente per il calore latente di vaporizzazione) a valori giornalieri o addirittura mensili si sfrutta un particolare parametro detto *evaporative fraction* Λ .

Esso è definito dal rapporto tra il flusso di calore latente e la radiazione netta decurtata del flusso di calore al suolo:

$$\Lambda = \frac{\lambda E}{R_n - G_o} = \frac{\lambda E}{\lambda E + H_s}$$

Molti studi hanno osservato un tendenza di tale rapporto a rimanere costante durante le ore diurne, in condizioni di cielo limpido e tempo asciutto (Brutsaert et al., 1992, Crago, 1996, Gentile, 2006), con due picchi nell'andamento in corrispondenza dell'alba e del tramonto e una elevata variabilità durante la notte.

Il monitoraggio del parametro Λ può essere molto utile per individuare qualora sussistano per la particolare coltura in esame una condizione di stress idrico. Dividendo infatti il flusso λE per l'energia disponibile si elimina la dipendenza dal fattore climatico. Quando si riscontrano valori alti di Λ , la vegetazione non è in condizioni di stress in quanto riesce ad evapotraspirare al massimo della sua capacità senza attivare tutti i meccanismi necessari per limitarsi.

Shuttleworth (1989) e Brutsaert (1992) suppongono, all'interno di un certo intervallo temporale, l'uguaglianza tra il valore istantaneo e il valore giornaliero dell'evaporative fraction, ed in base a questo stimano il valore del flusso di calore latente giornaliero.

$$\Lambda_{ist} \cong \Lambda_d$$

$$\frac{\lambda E_{ist}}{R_{n,ist} - G_{o,ist}} = \Lambda_{ist} \cong \Lambda_d = \frac{\lambda E_d}{R_{n,d} - G_{o,d}}$$

Di conseguenza:

$$\lambda E_d = \Lambda_{ist} (R_{n,d} - G_{o,d})$$

Osservando la serie storica giornaliera dell'Evaporative fraction, tale tipo di comportamento si riscontra ogniqualvolta sussistono condizioni di cielo limpido, come mostrato nel grafico seguente. Per il giorno osservato, si può dire che il rapporto rimane costante nell'intervallo orario 8:00-19:00, attestandosi ad un valore di 0.75 circa. Data l'ampia variabilità posseduta dal parametro L , tale assunzione va considerata giorno per giorno e va scelta con accuratezza il momento della giornata in cui estrarre il valore istantaneo per supportarlo coincidente con il valore giornaliero. Nel caso in esame si è scelto di operare con il valore riscontrato ogni giorno alle ore 10:00.

In figura 6.3-5 sono riportati i flussi giornalieri ottenuti attraverso la metodologia appena esposta confrontati con i rispettivi flussi mediati su finestre temporali giornaliere.

La metodologia di passaggio dalla scala temporale istantanea a quella giornaliera attraverso l'evaporative fraction permette di avere una stima dei flussi evapotraspirativi comparabili con i dati semplicemente mediati (rispettivamente in blu e rosso in figura 6.2-5), ma in linea di massima più contenuti. La prima serie infatti ha un massimo di 140 Wm^{-2} e una media di 53.34 Wm^{-2} contro un massimo di 161 Wm^{-2} e una media di 67.17 Wm^{-2} per la seconda.

L'evapotraspirazione così valutata e trasferita alla scala giornaliera viene confrontata prima con la formula di stima dell'evapotraspirazione di Penman-Montheith, nella sua versione rivisitata dalla FAO per la stima della evapotraspirazione di riferimento ETo (essa fa riferimento ad una coltura di riferimento che ha caratteristiche simili alla coltura presente sul sito osservato). Il risultato ottenuto è mostrato nel grafico 6.3-5.

Infine i valori vengono comparati sulla scala mensile con il modello di Thorthwaite, anch'esso molto utilizzato per la sua affidabilità e velocità di applicazione.

In tutti e due i casi, la stima dell'evapotraspirazione ottenuta mediante la tecnica eddy covariance è inferiore al modello applicato. Ciò è principalmente dovuto al fatto che i modelli proposti sono costruiti per la valutazione dell'evapotraspirazione potenziale della vegetazione, per cui stimano un valore di evapotraspirazione in condizioni di continua disponibilità di acqua.

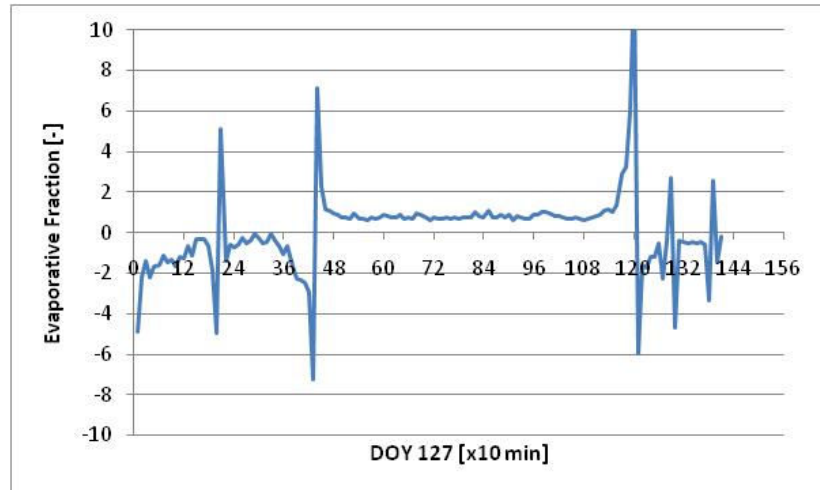


Figura 6.3-4 Serie storica giornaliera dell'evaporative fraction per il giorno 127

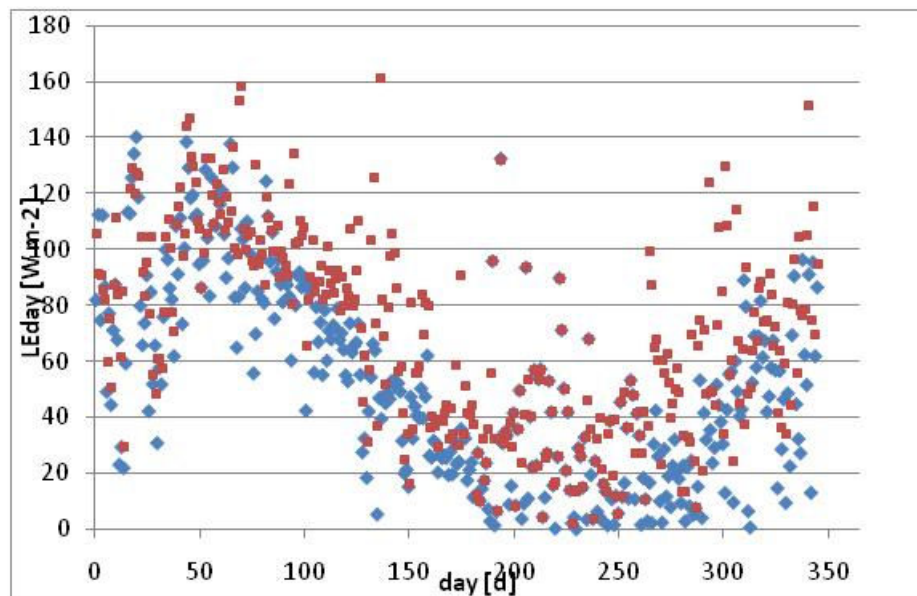


Figura 6.3-5 Flussi giornalieri di calore latente ottenuti attraverso l'evaporative fraction (blu) confrontati con i rispettivi ottenuti come valori medi giornalieri (rosso).

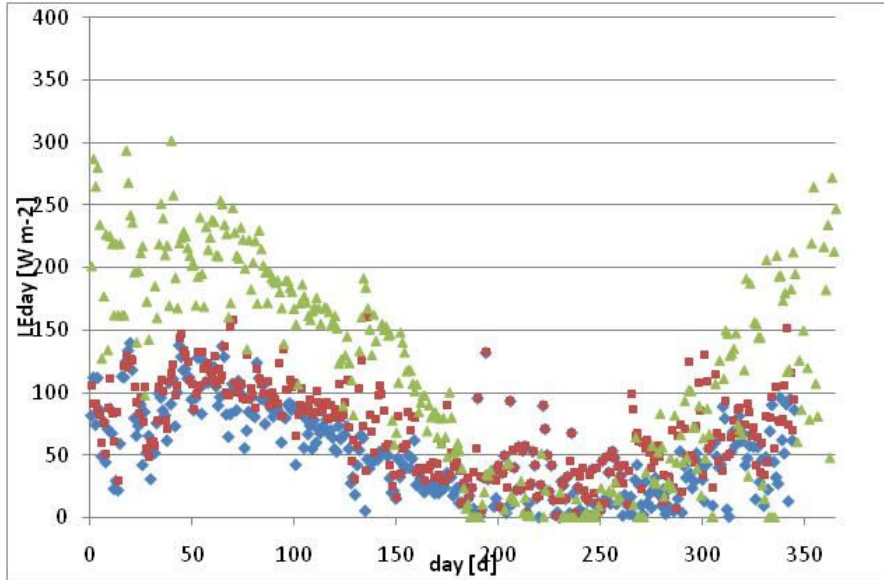


Figura 6.3-6 Confronto tra i flussi evapotraspirativi ottenuti mediante il modello di Penman-Monteith versione FAO (verde), valori misurati dalla stazione EC (rosso) e valori ottenuti attraverso l'evaporative fraction (blu).

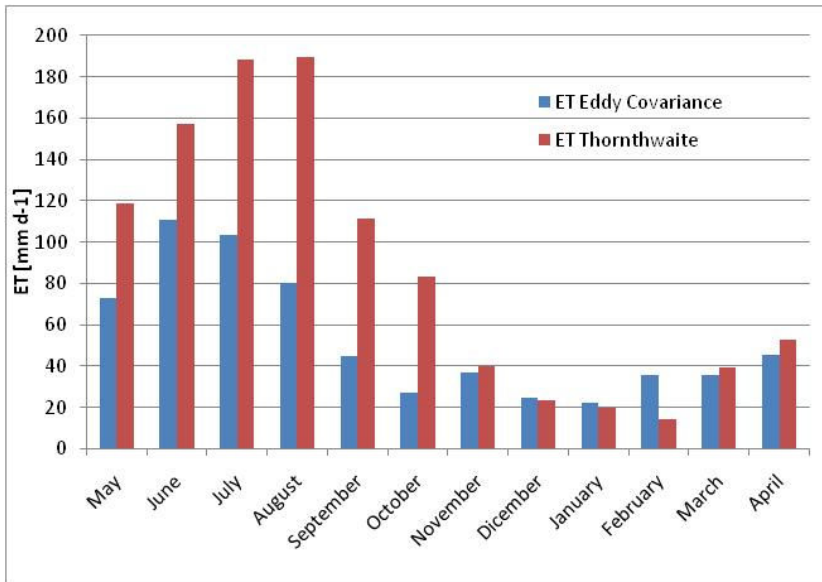


Figura 6.3-7 Confronto a scala mensile dell'evapotraspirazione misurata dalla stazione EC (corretta con il metodo del Bowen ratio) e quella ottenuta con la formula di Thornthwaite.

6.4. Modello accoppiato: bilancio di massa- bilancio di energia

$$P - E - I = R$$

$$R_n - G = \lambda E + H - S - Q$$

Ai fini idrologici, si pone a questo punto l'obiettivo di mettere a punto un modello analitico capace di simulare i processi di scambio energia e massa nel sistema suolo-vegetazione-atmosfera, esposti nei paragrafi precedenti. Lo scopo è quello di pervenire ad una stima dei flussi di evapotraspirazione in maniera meno onerosa, dal punto di vista del monitoraggio ambientale, come nel caso della correlazione turbolenta e fornire un solido supporto scientifico anche per esigenze di previsione.

Un tale tipo di modello potrebbe risolvere in maniera accoppiata le equazioni del bilancio di massa e di energia, utilizzando come anello di congiunzione proprio il termine evapotraspirativo.

I processi che entrano in gioco in una modellazione di questo tipo sono molteplici e alcuni dei quali molto complessi, da non essere facilmente simulabili, ed inoltre si richiede una lunga fase iniziale di calibrazione e validazione basata su osservazioni empiriche dei fenomeni rappresentati.

Il monitoraggio e lo studio dei flussi eseguito sull'area in esame costituiscono una base di partenza per la messa a punto del modello ma non sufficiente, in quanto si richiede la conoscenza della parte sui trasferimenti di massa.

A tal fine l'idea iniziale era di utilizzare i dati acquisiti da un ulteriore campo sperimentale allestito presso il campus di Salerno, poco distante dal sito monitorato dalla stazione microclimatica, questa volta però progettato per la valutazione delle componenti di precipitazione, infiltrazione e run-off.

Il campo ha un'estensione di circa 450 m², ed è dotato di un pluviometro per la misura degli afflussi meteorici e n.6 sonde FDR disposte su due file parallele in modo da valutare con accuratezza il profilo di umidità del suolo su quattro livelli di profondità differenti.

Il sito è in funzione dall'Ottobre del 2004, ed ha acquisito dati fino a Maggio 2008, quando ha subito danni irreparabili che non ne hanno consentito il ripristino.

Il Database di riscontro tra i dati di bilancio di massa e di bilancio energetico risultano essere molto ridotto (circa 24 giorni), non sufficienti per una corretta calibrazione del modello.

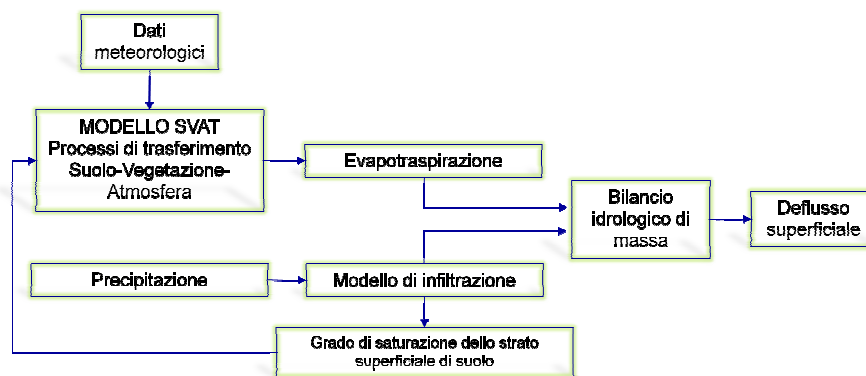


Figura 6.4-1 schema a blocchi del modello SVAT

In figura 6.4-2 è riportata la parte di serie storica di precipitazioni e contenuto di umidità del suolo della quale si dispongono anche di misurazioni della stazione eddy covariance.

Con i dati a disposizione è stato possibile eseguire soltanto una valutazione della componente di evapotraspirazione stimata dal bilancio di massa durante i periodi compresi tra due eventi di precipitazione.

In tali condizioni si è riscontrato che l'andamento della curva di esaurimento del contenuto di umidità nel suolo risulta essere ben rappresentato da un legge di tipo logaritmica negativa, come meglio rappresentato in figura 6.4-3.

Nel grafico 6.4-4 è confrontato l'andamento cumulato delle precipitazioni, della componente di evapotraspirazione misurata dalla stazione EC e quella calcolata come residuo del bilancio di massa, assumendo nulla la componente di run-off (tale assunzione trova fondamento nell'analisi eseguita da Longobardi, (2006), nella quale solo in rari casi si è rilevata una formazione di deflusso superficiale).

Nonostante la ridotta significatività spaziale delle misure EC e la distanza tra i due siti, le due serie sono molto vicine.

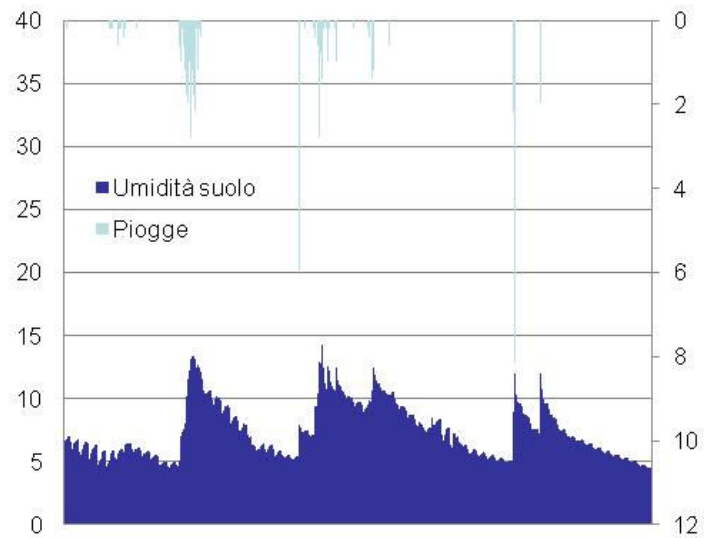


Figura 6.4-2 Serie storica dell'umidità del suolo alla profondità di 30 cm e afflusso meteorico in mm

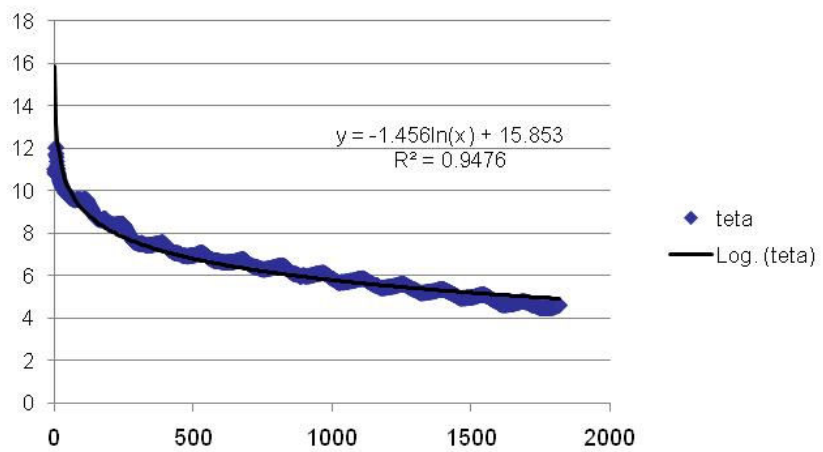


Figura 6.4-3 curva di esaurimento del contenuto di umidità nel suolo

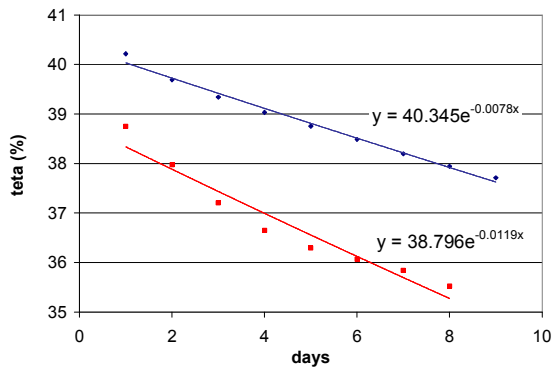


Figura 6.4-4 valori giornalieri di umidità del suolo nella stagione invernale (blu) ed estiva (rosso), Longobardi e Villani, 2006.

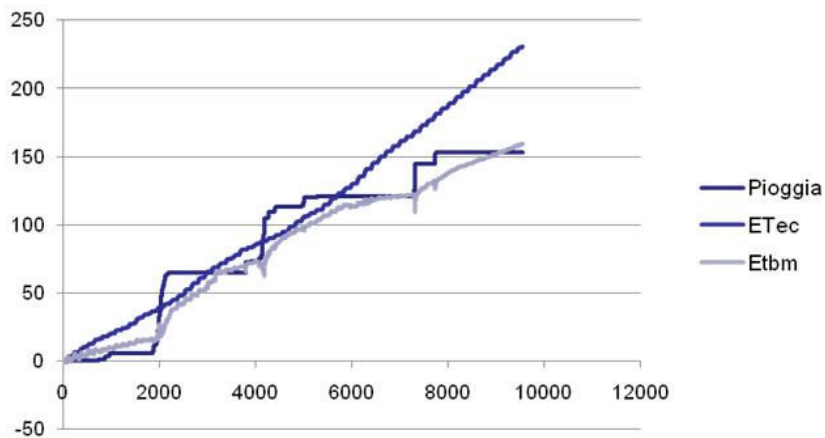


Figura 6.4-5 Confronto tra l'evapotraspirazione cumulata misurata dalla stazione eddy covariance e quella calcolata come residuo del bilancio di massa.

7. CONCLUSIONI

Il lavoro presentato si concentra prevalentemente sull'analisi e lo studio degli scambi di energia e massa che avvengono nel sistema suolo vegetazione e atmosfera, sulla base di osservazioni acquisite mediante una stazione microclimatica allestita all'interno del Campus Universitario di Salerno.

Dopo la presentazione dei concetti teorici e metodologici necessari per l'applicazione della tecnica Eddy Covariance alla valutazione dell'evapotraspirazione, vengono evidenziati i vantaggi offerti da essa e le problematiche riscontrate nel processing dell'ingente mole di dati acquisiti, inevitabilmente affetti da errori e distorsioni. Il Database utilizzato è frutto di un'esperienza di campo di durata annuale, con inizio in Maggio 2008, e di un consistente lavoro di correzione.

La prima analisi ha riguardato uno studio anemometrico dei flussi registrati, evidenziando una prevalenza di venti con direzione di propagazione circa coincidente con la direttrice Nord-Sud e con le aperture nei rilievi montuosi circostanti.

Lo studio dell'area sorgente, ha messo in evidenza che la zona che apporta il massimo contributo alla formazione dei flussi turbolenti è compresa in un raggio di 100 m dalla strumentazione di misura e coinvolge per intero aree con copertura erbosa, per cui le misure di flusso evapotraspirativo ottenute possono essere considerate tutte rappresentative della coltura in esame.

È stato investigato, in seguito, l'andamento caratteristico dei flussi delle principali componenti del bilancio energetico superficiale nel sito osservando un consistente trasferimento di energia radiativa soprattutto in forma di calore latente (circa il 60% dell'energia disponibile). Tale componente è risultata essere sempre prevalente rispetto alla componente di calore sensibile (che rappresenta soltanto il 15% della radiazione netta totale), confermando una caratterizzazione del clima prevalentemente umido.

La radiazione netta appare, invece, con il tipico andamento sinusoidale durante il corso dell'anno con valori di picco che si attestano intorno ai 600 W m^{-2} e valori più bassi mediamente intorno ai 100 W m^{-2} .

Il flusso di calore al suolo risulta assumere in generale valori modesti (2% del valore di radiazione netta corrispondente), con valori maggiormente accentuati nei mesi di maggio e giugno, dove riesce a raggiungere anche i 40 W m^{-2} .

La chiusura del bilancio di energia è stata valutata attraverso 4 parametri differenti, riscontrando un discreto coefficiente di chiusura che si attesta intorno al valore di 0.90. Quasi lo stesso valore si ottiene valutando la chiusura del bilancio nel sottoperiodo maggio-settembre, mentre il coefficiente è leggermente più alto nel periodo ottobre-aprile, molto probabilmente dovuto al maggior sviluppo di turbolenza per le maggiori velocità.

L'analisi per percentili sulla velocità di attrito u^* , mette in luce il forte legame di dipendenza della chiusura del bilancio dalle condizioni di turbolenza e di instabilità atmosferica, raggiungendo un valore di 0.98 per il percentile più alto della stessa velocità.

I flussi di storage analizzati (flusso di CO_2 e immagazzinamento di calore nello strato di suolo) non costituiscono contributi significativi alla chiusura del bilancio.

I flussi di calore latente così misurati sono convertiti in flussi evapotraspirativi previa correzione degli stessi attraverso il metodo del *rapporto di Bowen* e trasferiti alla scala giornaliera mediante l'utilizzo dell'*evaporative fraction*. Le stime così ottenute sono risultate confrontabili con quelle derivanti dai modelli più accreditati in letteratura per la valutazione dell'evapotraspirazione sia a scala mensile che giornaliera.

Il lavoro, oltre che fornire una stima dei valori di evapotraspirazione a scala temporale giornaliera, oraria o semioraria, si presenta come un valido supporto scientifico per future applicazioni di natura idrologica che coinvolgono le componenti del bilancio energetico superficiale, come la messa a punto di un modello di tipo SVAT, solamente accennato nella parte conclusiva del lavoro, o una calibrazione di modelli spaziali basati su tecniche di remote sensing.

BIBLIOGRAFIA

- Allen R.G., Pereira L.S., Raes D., Smith M. - 1998 - Crop evapotranspiration – Guideline for computing crop water requirements – *FAO irrigation and drainage paper 56*, Roma, I, pp. 300
- Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, 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. (2000) Estimates of the annual net carbon and water exchange of European forests: the EUROFLUX methodology. *Adv. Ecol. Res.* 30, 114–175.
- Baldocchi, D.D., 1997. *Flux footprints within and over forest canopies*. *Boundary-Layer Meteorol.* 85, 273–292
- Baldocchi, D., Valentini, R., Running, S., Oechel, W., Dahlman, R., 1996. Strategies for measuring and modeling carbon dioxide and water vapour fluxes over terrestrial ecosystems. *Global Change Biol.* 2, 159–168.
- Baldocchi, D.D., Hicks, B.B. & Meyers, T.D. (1988) Measuring biosphere-atmosphere exchange of biologically related gases with micrometeorological methods. *Ecology* 69, 1331-1340
- Bastiaanssen, W.G.M. (2000) SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *J. Hydrol.* 229, 87-100.
- Bastiaanssen, W.G.M., Menenti, M., Feddes, R.A. & Holtslag, A.A.M. (1998) A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *J. Hydrol.* 212-213, 198–212.
- Beringer, J., Tapper, N., 2002. Surface energy exchanges and interactions with thunderstorms during the maritime continent thunderstorm experiment
- Crago, R., Brutsaert, W., 1996. Daytime evaporation and the self-preservation of the evaporative fraction and the Bowen ratio. *J. Hydrol.* 178, 241–255.

- Foken, T. & Wichura, B. (1996) Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agric. For. Meteorol.* 78, 83–105.
- Foken, T., Wimmer, F., Mauder, M., Thomas, C., and Liebethal, C.: Some aspects of the energy balance closure problem, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 4395–4402, doi:10.5194/acp-6-4395-2006, 2006.
- Foken, T.: The energy balance closure problem: an overview, *Ecol. Appl.*, 18, 1351–1368, 2008.
- Finnigan, J.: The storage term in eddy flux calculations, *Agric. For. Meteorol.*, 136, 108–113, 2006.
- Finnigan, J. J.: 1988, 'Air Flow over Complex Terrain', in W. L. Steffen and O. T. Denmead (eds.), *Flow and Transport in the Natural Environment: Advances and Applications*, Springer-Verlag, Heidelberg, pp. 183–229
- Garratt, J.R. (1992) The atmospheric boundary layer. Cambridge University Press, Cambridge, UK
- Gash JHC, Dolman AJ (2003) Sonic anemometer (co)sine response and flux measurement I. The potential for (co)sine error to affect sonic anemometer-based flux measurements. *Agric Forest Meteorol* 119:195–207
- Gentine P. et al. (2006) Analysis of evaporative fraction diurnal behavior, *Agricultural and Forest Meteorology*, 143 13-29
- Goulden, M.L., Munger, J.W., Fan, S.-M., Daube, B.C., Wofsy, S.C., 1996. Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: methods and a critical evaluation of accuracy. *Global Change Biol.* 2, 169–182.
- Horst, T. W.: On frequency response corrections for eddy covariance flux measurements. *Bound-Layer Meteorol.*, 94, 517–520, 2000.
- Kanda, M., Inagaki, A., Letzel, M.O., Raasch, S. & Watanabe T. (2004) LES study of the energy imbalance problem with eddy covariance fluxes. *Boundary-Layer Meteorol.* 110, 381-404
- Kosugi, Y., Takanashi, S., Tanaka, H., Ohkubo, S., Tani, M., Yano, M., Katayama, T., 2007. *Evapotranspiration over a Japanese cypress forest. I. Eddy covariance fluxes and surface conductance characteristics for three years.* *Journal of Hydrology*
- Lee, X. H., Yu, Q., Sun, X. M., Liu, J. D., Min, Q.W., Liu, Y. F., and Zhang, X. Z.: Micrometeorological fluxes under the influence of regional and local advection: a revisit, *Agric. For. Meteorol.*, 122, 111–124, 2004.

- Liu, S., Bai, J., Jia, Z., Jia, L., Zhou, H., and Lu, L.: Estimation of evapotranspiration in the Mu Us Sandland of China, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 573–584, doi:10.5194/hess-14-573-2010.
- Longobardi A., Villani P., Foresta V. And Sorbino G., An experimental plot for hydrological process modelling, 2006
- Massman, W.J. & Lee, X. (2002) Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges. *Agric. Forest Meteorol.* 113 (1–4), 121–144.
- Mahrt, L., 1998. Flux sampling errors for aircraft and towers. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 15, 416–429.
- Monteith, J.L. 1965, Evaporation and environment. In: Fogg (Ed) *The state and movement of water in living organism*, Soc. Exp. Biol. Symp. 19, 205–234
- Maltese A. (2008) *Integration of land surface hydrological modelling with remote sensing data*, Ph.D. Thesis, Università di Palermo
- Moncrieff, J. B., Massheder, J. M., De Bruin, H., Elbers, J., Friborg, T., Huesinkveld, B., Kabat, P., Scott, S., Soedgaard, H., and Verhoef, A.: 1997, ‘A System to Measure Surface Fluxes of Momentum, Sensible Heat, Water Vapour and Carbon Dioxide’, *J. Hydrol.* 188/189, 589–611.
- Monin, A. S. and Obukhov, A. M.: 1954, ‘Osnovnye zakonomernosti turbulentnogo peremeshivaniya v prizemnom sloe atmosfery (Basic Laws of Turbulent Mixing in the Atmosphere Near the Ground)’, *Trudy geofiz. inst. AN SSSR* 24(151), 163–187.
- Nobel, P.S., 1974. Introduction to Biophysical Plant Physiology. Freeman, New York.
- Noilhan, J., Planton, S., 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.* 117, 536–549
- Oliphant, A. J., Grimmond, C. S. B., Zutter, H. N., Schmid, H. P., Su, H.-B., Scott, S. L., Offerle, B., Randolph, J. C., and Ehman, J.: Heat storage and energy balance fluxes for a temperate deciduous forest, *Agric. For. Meteorol.*, 126, 185–201, 2004
- Penman, H.L., 1948. Natural evapotranspiration from open water, bare soil, and grass. *Proc. R. Soc. Lond. A* 193, 120–145
- Schotanus, P., Nieuwstadt, F. T. M., and De Bruin H. A. R.: 1983, ‘Temperature Measurements with a Sonic Anemometer and its Application to Heat and Moisture Fluxes’, *Boundary-Layer Meteorol.* 26, 81–93.

- Schmid, H. P., Cleugh, H. A., Grimmond, C. S. B., and Oke, T. R.: Spatial variability of energy fluxes in suburban terrain, *Bound-Lay. Meteorol.*, 54, 249–276, 1991.
- Schmid, H. P.: Source areas for scalars and scalar fluxes, *Bound-Lay. Meteorol.*, 67, 293–318, 1994.
- 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 Meteorol.* 50, 355–373.
- Shuttleworth, W.J., 1998. Combining remotely data using aggregation algorithms. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2, 149–158.
- Soegaard, H., 1999. Fluxes of carbon dioxide, water vapour and sensible heat in a boreal agricultural area of Sweden—scaled from canopy to landscape level. *Agric. Forest Meteorol.* 98/99, 463–478
- Stull, R. B.: 1988, *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 666 pp.
- Sun, G., Noormets, A., Chen J., McNulty S.G. 2008, Evapotranspiration estimates from eddy covariance towers and hydrological modeling in managed forests in Northern Wisconsin, USA. *Agric. For. Meteorol.* 148, 257–267
- Twine, T. E., Kustas, W. P., Norman, J. M., Cook, D. R., Houser, P. R., Meyers, T. P., Prueger, J. H., Starks, P. J., and Wesely, M. L.: Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland, *Agric. For. Meteorol.*, 103 (3), 279–300, 2000.
- Webb, E. K., Pearman, G. I., and Leuning, R.: 1980, 'Correction of Flux Measurements for Density Effects Due to Heat and Water Vapour Transfer', *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* **196**, 85–100.
- Wieringa, J. (1993) Representative roughness parameters for homogeneous terrain. *Boundary-Layer Meteorol.* 63 (4), 323–363.
- Wilson, K.B., Hanson, P.J., Mulholland, P.J., Baldocchi, D.D., Wullschleger, S.D., 2001. *A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance.* *Agric. For. Meteorol.* 106, 153–168;
- Wilson, K.B., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D. e al. , 2002. *Energy balance closure at FLUXNET sites.* *Agric. For. Meteorol.* 113, 223–243;

