

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DELLA CALABRIA

Dottorato di ricerca in

“Ingegneria Idraulica per l’Ambiente e il Territorio”

XXV Ciclo - ICAR02

(UniCal, Unibas, Poliba, UniSalento)



Tesi di Dottorato

Modelli interpretativi dei processi idrologici di interscambio atmosfera-suolo-vegetazione a diverse scale spaziali

COORDINATORE:

Prof. F. Macchione

RELATORI:

Prof. V. Telesca

Prof. G. Mendicino

Prof. V. A. Copertino

DOTTORANDO:

Ing. Mauro Di Pierro

La teoria è quando si sa tutto e niente funziona. La pratica è quando tutto funziona e nessuno sa il perché. Noi abbiamo messo insieme la teoria e la pratica: non c'è niente che funzioni... e nessuno sa il perché!

Non sono i frutti della ricerca scientifica che elevano un uomo ed arricchiscono la sua natura, ma la necessità di capire e il lavoro intellettuale.

Albert Einstein

Giunto al termine di questo lavoro, desidero ringraziare tutti coloro che hanno contribuito alla sua realizzazione.

Innanzitutto ringrazio sentitamente il Prof. Vito Telesca, il Prof. Giuseppe Mendicino, il Prof. Vito Antonio Copertino per il loro sostegno e per avermi dato l'opportunità di lavorare su un argomento così interessante.

Desidero rivolgere un sentito, quanto doveroso, ringraziamento all' Ing. Giuseppina Scavone, per la sua costante presenza in tutto il periodo di preparazione, stesura e revisione del mio lavoro.

E' doveroso fare un ringraziamento all'Ing. Alfonso Senatore dell'Università della Calabria, alla Dott.sa Tiziana Simoniello, al Dott. Vito Imbrenda e alla Dott.ssa Rosa Coluzzi dell'IMAA (Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale) del CNR (Consiglio Nazionale delle Ricerche)

Dedico questo lavoro ai miei genitori, Giuseppina e Pasquale e al mio fratellino Gian Paolo che mi hanno dato sempre la possibilità di scegliere, donandomi fiducia, sostegno e amore.

Grazie a tutti i miei nonni.

Un ringraziamento particolare è volto a Silvia per essermi stata sempre accanto soprattutto nei momenti più difficili, a Ninà per la sua forza e determinazione mostrata nei momenti più brutti, a nonna Grazia per i suoi saggi consigli, a Michele e alla famiglia Pedio per l'incoraggiamento datomi. Vi voglio bene.

A tutti

Grazie

Sommario

| | |
|--|----|
| <i>Introduzione</i> | 4 |
| 1. Il bilancio idrologico e energetico | 7 |
| 1.1 <i>Il bilancio idrologico</i> | 7 |
| 1.2 <i>Il bilancio energetico</i> | 10 |
| 1.2.1 <i>Radiazione ad onda corta e ad onda lunga</i> | 10 |
| 1.2.2 <i>Il bilancio energetico del sistema Terra-Atmosfera</i> | 11 |
| 2. Il Planetary Boundary Layer | 17 |
| 2.1 <i>Introduzione</i> | 17 |
| 2.2 <i>Struttura dell'Atmosfera</i> | 18 |
| 2.3 <i>I fattori e le grandezze che determinano la dinamica dell'atmosfera</i> | 22 |
| 2.4 <i>La turbolenza del PBL</i> | 24 |
| 2.4.1 <i>Il PBL Convettivo (CBL)</i> | 25 |
| 2.3.1 <i>Il PBL Stabile (SBL)</i> | 30 |
| 2.3.2 <i>Il ciclo giornaliero del PBL</i> | 31 |
| 3. Sistemi e metodi di misura | 34 |
| 3.1 <i>Architettura di una stazione meteorologica</i> | 37 |
| 3.1.1 <i>La Catena di Misura</i> | 38 |
| 3.2 <i>Sensori per le stazioni meteorologiche al suolo</i> | 40 |
| 3.2.1 <i>Misure del vento</i> | 40 |
| 3.2.1.1 <i>Anemometro a coppe</i> | 42 |
| 3.2.1.2 <i>Anemometro a banderuola (vane)</i> | 43 |
| 3.2.1.3 <i>Anemometro ad elica (propeller)</i> | 45 |
| 3.2.1.4 <i>Anemometro ultrasonico</i> | 47 |
| 3.2.1.5 <i>Anemometro a filo caldo</i> | 52 |
| 3.2.2 <i>Misura della temperatura dell'aria</i> | 52 |
| 3.2.2.1 <i>Termoresistenze</i> | 56 |
| 3.2.2.2 <i>Termistori</i> | 58 |
| 3.2.3 <i>Misura dell'umidità dell'aria</i> | 59 |
| 3.2.3.1 <i>Igrometri a risposta lenta</i> | 59 |
| 3.2.3.2 <i>Sensori di tipo elettrico</i> | 59 |

| | | |
|-----------|---|-----|
| 3.2.3.3 | Psicrometri | 60 |
| 3.2.3.4 | Sensori a punto di rugiada | 60 |
| 3.2.3.5 | Igrometri a risposta veloce | 61 |
| 3.2.3 | Misura della pressione atmosferica | 61 |
| 3.2.4 | Misura delle precipitazioni | 62 |
| 3.2.5 | Misura della radiazione solare e terrestre | 63 |
| 3.2.5.1 | Radiazione solare globale | 64 |
| 3.2.5.2 | Radiazione solare netta | 66 |
| 4 | Metodo EDDY COVARIANCE | 74 |
| 4.1 | Il sito e la strumentazione utilizzata | 78 |
| 4.2 | Analisi della significatività del dato eddy | 83 |
| 4.2.1 | Effetto della stabilità/instabilità dell'atmosfera | 86 |
| 4.2.2 | Chiusura del bilancio energetico: effetto dell'aggregazione temporale dei dati | 90 |
| 4.2.3 | Chiusura del bilancio energetico: effetto della direzione del vento | 92 |
| 4.3 | Rappresentatività delle misure eddy covariance: il Footprint | 96 |
| 4.3.1 | Horst e Weil (1992, 1994) | 96 |
| 4.3.2 | Modello di Kormann & Meixner (2001) | 98 |
| 4.3.2.1 | Equazioni di base | 99 |
| 4.3.2.2 | Il modello analitico del footprint | 100 |
| 4.3.2.3 | Relazione dei profili ascendenti con la similarità di Monin-Obukhov | 102 |
| 4.4 | Analisi dei dati: stima del footprint per la torre eddy covariance di Terra Montonata | 105 |
| 4.4.1 | Modello di Kormann & Meixner (2001) | 106 |
| 5 | Modelli residuali per la stima dei flussi evapotraspirativi | 111 |
| 5.1 | Il modello STSEB | 111 |
| 5.1.1 | Classificazione di uso del suolo pixel-oriented | 116 |
| 5.1.1.1 | Classificazione supervised | 119 |
| 5.1.2 | Stima della temperatura superficiale | 121 |
| 5.1.2.1 | L'algoritmo monocanale di Qin et al. (2001) | 121 |
| 5.1.2.2 | Il metodo singolo-canale di Jiménez-Muñoz e Sobrino (2003) | 122 |
| 5.1.2.3 | Stima dell'emissività superficiale mediante il metodo dell'NDVI | 123 |
| 5.1.2.3.1 | Correzione atmosferica per le bande TM3 e TM4: calcolo dell'NDVI | 125 |
| 5.1.3 | Correzione atmosferica basata sui dati dell'immagine | 125 |

| | |
|---|------------|
| 5. 2 Modello METRIC | 127 |
| 5.2.1 Equazione del bilancio di radiazione superficiale | 127 |
| 5.2.2 Radiazione ad onda corta incidente ($R_s\downarrow$) | 129 |
| 5.2.3 Radiazione ad onda lunga in uscita | 130 |
| 5.2.4 La radiazione ad onda lunga uscente ($R_{L\uparrow}$) | 132 |
| 5.2.5 Radiazione incidente ad onda lunga $R_{L\downarrow}$ | 132 |
| 5.2.6 Flusso di calore dal suolo (G) | 133 |
| 5.2.7 Flusso di calore sensibile (H) | 134 |
| 5.2.8 Flusso di calore latente (LE) | 135 |
| 5.3 Il Modello 3T | 137 |
| 5.3.1 Il modello 3T rivisitato e l'utilizzo del remote sensing | 137 |
| 6 Applicazione al caso studio: algoritmi di bilancio di massa ed energia | 145 |
| 6.1 Area di studio | 146 |
| 6.2 Validazione dei modelli a scala puntuale – LANDSAT 7 ETM+ 26/09/1999 | 148 |
| 6.2.1 Applicazione del modello STSEB | 149 |
| 6.2.2 Applicazione del modello 3T rivisitato | 150 |
| 6.2.3 Applicazione del modello METRIC | 151 |
| 6.2.4 Confronto tra i tre modelli STSEB-3T rivisitato-METRIC | 153 |
| 6.3 Applicazione dei modelli residuali mediante immagini TERRA/MODIS | 154 |
| Conclusioni | 158 |
| Bibliografia | 162 |

Introduzione

L'approfondimento dei processi legati all'evapotraspirazione, principale perdita nel bilancio idrologico, riveste un ruolo di primaria importanza all'interno dei modelli idrologici finalizzati alla gestione e pianificazione delle risorse idriche. Negli ultimi decenni sono stati sviluppati molti metodi per la stima e la misura dell'evapotraspirazione. In particolare, i metodi che utilizzano misure da remote sensing per la valutazione dello scambio termico fra la superficie terrestre e l'atmosfera possono essere suddivisi essenzialmente in due categorie: "metodi residuali", che calcolano in primo luogo il calore sensibile, ottenendo quindi il calore latente come residuo dell'equazione del bilancio energetico, e metodi che valutano l'evapotraspirazione mediante l'utilizzo di indici che fanno riferimento ad una combinazione di più equazioni (Menenti, 1984; Bastiaanssen, 1995; Su, 2001). L'evapotraspirazione è inoltre influenzata da complessi fenomeni termodinamici ed aerodinamici e la loro scala spaziale significativa ha di fatto messo in crisi le analisi ed i relativi modelli basati sulle classiche misure evaporimetriche e lisimetriche. Negli ultimi anni la ricerca si è rivolta verso metodi più accurati per la misura dei flussi turbolenti, in particolare dell'evapotraspirazione (LE) e del flusso di calore sensibile (H), tra cui si possono citare quelli mediante misure dirette (torri eddy covariance) (Foken, 2008) o mediante tecniche scintillometriche (Hill et al., 1992). La tecnica eddy covariance, pur essendo considerata uno tra gli approcci più affidabili e precisi per l'analisi del fenomeno evapotraspirativo (Kanda et al., 2004), a causa della necessità di un adeguato sviluppo della turbolenza atmosferica può presentare perdite di dati che richiedono l'adozione di appropriate tecniche di gap filling (Moffat et al., 2007); inoltre la stessa interpretazione dei dati è difficile in presenza di footprint eterogeneo (Detto et al., 2006; 2008).

L'obiettivo della ricerca riguarda la stima dell'evapotraspirazione reale da utilizzare all'interno di modelli di bilancio idrologico a scala di parcella e/o di bacino tramite l'integrazione di una schema SVAT di trasferimento di massa ed energia tra suolo, vegetazione ed atmosfera (in particolare modelli di bilancio energetico di tipo residuale). I modelli di bilancio residuali sono validati tramite misure a terra tradizionali (lisimetri) e innovative, misure dei flussi di calore latente e sensibile ottenuti presso una stazione Eddy Covariance. Si propongono inoltre modifiche ed integrazioni all'interno dei modelli utilizzati che possano permettere il miglioramento delle performance dei modelli stessi.

Nel presente lavoro di tesi, l'operazione preliminare di elaborazione dei dati è consistita nell'analisi della significatività e della rappresentatività delle informazioni provenienti dalla

stazione eddy covariance di Terra Montonata (MT), nei pressi di Marina di Pisticci (40°18'25''N; 16°44'40''E) dati che saranno utilizzati successivamente per la validazione dei modelli. Il dato così ottenuto è stato corretto andando a considerare dei termini aggiuntivi di “correzione del flusso” (Webb et al., 1980) legati alla velocità media verticale. Effettuate le correzioni dei flussi energetici si è testata la qualità del dato eddy. Un metodo molto utilizzato per la verifica della bontà del dato è la chiusura del bilancio energetico. In generale, considerando le ipotesi principali di stazionarietà ed omogeneità del dato, il bilancio risulta solitamente non chiuso. I motivi da cui può dipendere una non corretta chiusura del bilancio energetico possono essere molteplici e legati sia alle semplificazioni teoriche poste dalla tecnica eddy covariance sulle equazioni di conservazione delle grandezze in analisi, sia alle limitazioni intrinseche del sistema (disturbo creato dall'ingombro dello strumento, sensibilità, diversità delle aree analizzate dai singoli sensori).

La stabilità dell'atmosfera ha un impatto considerevole sulla chiusura del bilancio energetico, infatti il confronto dei risultati ottenuti, utilizzando dapprima tutto il data set disponibile per il periodo di osservazione e poi prendendo in analisi separatamente i dati diurni e notturni, permette di apprezzare un lieve miglioramento, seppur lieve, nella chiusura del bilancio energetico, nel periodo in analisi (17 giugno-31 ottobre 2008), considerando solo i dati diurni.

Inoltre, l'altro fattore che è stato considerato per il miglioramento della chiusura del bilancio energetico è l'aggregazione dei dati a diverse scale temporali. Le analisi effettuate, sia sui dati diurni che su tutto il data set della stazione di Terra Montonata, dimostrano che, considerando un periodo di aggregazione sufficientemente lungo, come diverse ore (pari a 24 ore o a tutte le ore diurne), si è raggiunto un considerevole incremento nella chiusura del bilancio rispetto ad un periodo di aggregazione di 30 minuti; in particolare si è passati da un coefficiente angolare α di correlazione tra le componenti turbolente λE e H e l'energia disponibile $R_n - G$ pari a 0.65 per l'intero data set ad un α di 0.81 effettuando un aggregazione dei dati alle 24 ore, come del resto era lecito attendersi.

Il passo successivo è stato quello di valutare la rappresentatività del dato eddy, ovvero l'area di influenza del dato misurato dalla stazione di misura. Il primo modello di footprint applicato è stato quello di Horst e Weill (1992, 1994), un modello che coniuga semplicità di utilizzo e rigore scientifico nella rappresentazione del fenomeno. I risultati ottenuti sono stati confrontati con quelli derivanti dall'applicazione di un modello di uso frequente nella letteratura scientifica ovvero il modello di Kormann e Maixner (2001). I due modelli hanno

portato a risultati simili, fornendo entrambi una stima del footprint della stazione eddy covariance di Terra Montonata.

La fase successiva è consistita nella validazione di alcuni recenti modelli residuali, come METRIC (Aflen et al., 2008), l'STSEB (Sánchez et al., 2008b), e 3T rivisitato (Xiong et al., 2011), per la stima dei flussi energetici ed in particolare dell'evapotraspirazione reale a scala di parcella.

I modelli elencati sono stati applicati considerando l'immagine LANDSAT7-ETM+ del 26 settembre 1999 (ore 11.30 UTC) e verificando i risultati ottenuti con il lisimetro a pesata ($d = 30\text{m}$), presente in Policoro (MT) ($40^{\circ}10'15''\text{N}$; $16^{\circ}38'53''\text{E}$).

Bisogna sottolineare che a tali modelli sono state apportate delle modifiche originali che ne potessero migliorare le prestazioni. In particolari l'uso del suolo è stato ricavato direttamente dall'immagine satellitare mediante tecniche di classificazione pixel-oriented, così come per la temperatura superficiale (LST) che è stata determinata bypassando l'utilizzo dei modelli di trasferimento radiativo (RTE) oggetto di forti incertezze dovute alla difficoltà di reperimento di dati in sito, mettendo a punto una specifica procedura basata sui modelli di Jimenez – Munoz & Sobrinos's (2003) e Qui net al. (2001).

I risultati ottenuti mostrano una stima accurata dell'evapotraspirazione da parte dei tre modelli; in particolare si ha un valore lisimetrico misurato pari a $2,87\text{ mm/d}$ rispetto i valori di evapotraspirazione stimati dai vari modelli pari a: per il modello METRIC 2.7mm/d , per il modello STSEB $= 3.01\text{ mm/d}$, per il modello 3T $= 2.63\text{ mm/d}$.

La scelta dell'utilizzo delle immagini Landsat era legata all'alta risoluzione spaziale che le caratterizza ($30\text{m} \times 30\text{m}$). Tuttavia la risoluzione temporale delle immagini Landsat (16 giorni) e la discontinuità di acquisizione delle stesse per il periodo del 2008 per cui erano disponibili i dati eddy, hanno indotto all'utilizzo delle immagini del satellite Modis Terra ed in particolare le bande a risoluzione spaziale di 250 m . A tal proposito ulteriore validazione e verifica della modellizzazione del bilancio energetico di tipo residuale è stata condotta confrontando i risultati dei modelli già applicati con le misure eddy dei flussi evapotraspirativi, utilizzando come supporto le immagini MODIS del 25/06/2008, 11/07/2008, 27/07/2008 e del 29/09/2008 (10:30 LT), evidenziando anche in questo caso un buon accordo del modello STSEB tra dati sperimentali e modellati.

1. Il bilancio idrologico e energetico

1.1 Il bilancio idrologico

Tutti i fenomeni che prevedono interazione tra acqua-terra-atmosfera sono tra loro collegati attraverso quello che si definisce “ciclo idrologico”, e che è rappresentato nella Figura 1.

Il ciclo idrologico consiste nella circolazione dell'acqua all'interno dell'idrosfera terrestre, includendo i cambiamenti di stato fisico dell'acqua tra la fase liquida, solida e gassosa. Il ciclo idrologico si riferisce ai continui scambi di massa idrica tra l'atmosfera, la terra, le acque superficiali, le acque sotterranee e gli organismi. Oltre all'accumulo in varie zone (come gli oceani, che sono le più grandi zone di accumulo idrico), i molteplici cicli che l'acqua terrestre compie includono i seguenti processi fisici: evaporazione, condensazione, precipitazione, infiltrazione scorrimento e flusso sotterraneo.

Il processo di evaporazione utilizza circa il 23% dell'energia derivante dalla radiazione solare che investe la superficie terrestre. L'oceano e i continenti forniscono rispettivamente circa l'86% e il 14% della quantità di acqua immessa nell'atmosfera sotto forma di vapore. L'acqua rappresenta il composto chimico principale per la vita sulla terra. Infatti, le cellule di tutti gli organismi, sia vegetali che animali, sono costituite in massima parte di acqua e questa rappresenta anche l'elemento che controlla e permette i più importanti fenomeni che avvengono sulla terra e nella sua atmosfera.



Figura 1. Ciclo idrologico - USGS

L'acqua degli oceani, dell'atmosfera e delle terre emerse si muove in un succedersi di scambi continui sia di posizione geografica che di stato fisico. Una molecola d'acqua, grazie all'energia solare, può muoversi attraverso uno qualsiasi dei possibili circuiti rappresentati nella Figura 1, i quali comportano alternativamente lo stato di vapore, lo stato solido o quello liquido.

L'acqua evapora, sotto l'azione della radiazione solare, a partire dal terreno, dalla vegetazione e dagli specchi d'acqua, per poi essere trasportata, sotto forma di nubi di vapore d'acqua, dal movimento dell'atmosfera.

Il vapore acqueo, in particolari condizioni di temperatura e pressione, tende quindi a ricondensarsi, precipitando nuovamente al suolo o sugli specchi d'acqua sotto forma di pioggia, neve o grandine.

Se la precipitazione è solida tenderà ad accumularsi sulla superficie fintanto che le condizioni di temperatura e radiazione non ne consentano la fusione o la sublimazione. Se invece la precipitazione è liquida si innesca un fenomeno piuttosto complesso che permette ai suoli di trattenere temporaneamente tutta o parte della precipitazione.

L'acqua infiltrata nel suolo verrà in parte richiamata dalle radici delle piante e rilasciata in atmosfera sotto forma di traspirazione, in parte drenata dal terreno verso valle (ove vi sia una

sufficiente pendenza) ed in parte, penetrando negli strati profondi (percolamento), andrà a ricaricare le falde sottostanti.

La componente della precipitazione non infiltrata, dopo aver riempito le buche e gli avvallamenti superficiali, tenderà a scorrere lungo le superfici (deflusso superficiale) e i piani inclinati fino a raggiungere un reticolo di rivoli e canaletti che si raccolgono via via in canali di dimensione sempre maggiore. L'insieme di tutti questi canali viene chiamato rete drenante. Ai volumi d'acqua transitanti nella rete drenante vengono poi a sommarsi, in tempi più o meno lunghi ed in funzione della permeabilità dei suoli incontrati, i volumi di drenaggio provenienti dai suoli non saturi in forma di deflusso sottosuperficiale e dalle zone giunte a saturazione sotto forma di deflusso sotterraneo.

La rete drenante convoglia quindi le acque in canali, torrenti, fiumi sempre più grandi fino a finire nuovamente a valle verso i mari e gli oceani a chiusura del ciclo.

1.2 Il bilancio energetico

1.2.1 Radiazione ad onda corta e ad onda lunga

La vita dell'uomo e le sue attività sono concentrate in uno spazio fisico che prende il nome di Planetary Boundary Layer (*PBL*), strato dell'atmosfera in cui è concentrata la maggior parte delle emissioni inquinanti sia di origine naturale che derivanti dalle attività umane.

Il Sole costituisce la più importante sorgente termica che fornisce calore alla Terra. L'energia solare giunge sulla Terra sotto forma di radiazioni, ossia di onde elettromagnetiche, la quasi totalità delle quali ha lunghezze d'onda relativamente piccole, che vengono considerate come "onde corte". La Terra riceve, quindi, energia dal Sole, la assorbe e converte in calore e, di conseguenza, emette anch'essa energia, sotto forma di radiazioni aventi lunghezze d'onda più ampie, che vengono indicate come "onde lunghe" (raggi infrarossi).

Quindi lo spettro che interessa l'atmosfera può essere suddiviso in due bande praticamente distinte: radiazione solare (onda corta) e radiazione terrestre (onda lunga). Questo è possibile poiché esiste una grande differenza termica tra la Terra ed il Sole. Il Sole può essere considerato come un corpo nero avente temperatura superficiale pari a circa 6000 K, la cui distribuzione spettrale si trova tra 0.2 e 4 μm ed è massima nella regione del visibile (lunghezza d'onda tra 0.4 e 0.7 μm); invece, la radiazione emessa dall'insieme terra-atmosfera si trova nell'intervallo 4-100 μm ($T = 300 \text{ K}$).

Il fatto che ogni corpo ad una temperatura superiore a 0 K emetta energia sotto forma di radiazione elettromagnetica e che tale tipo di energia possa trasmettersi attraverso il vuoto, fa del trasferimento radiativo il meccanismo di scambio energetico principale per il *PBL*. Come già accennato in precedenza, la radiazione solare incontra un fluido (l'atmosfera), lo attraversa, e raggiunge il suolo. La presenza di gas e materiale particolato (aerosol e goccioline) fanno sì che la radiazione sia assorbita e diffusa, causando una diminuzione dell'intensità della distribuzione spettrale della radiazione al suolo rispetto a quella che arriva alla sommità atmosferica. In assenza di nubi e di inquinamento rilevante, la radiazione solare che attraversa l'atmosfera viene in parte assorbita da alcuni suoi costituenti gassosi ed in parte diffusa (*scattering*) dagli stessi.

Si suole distinguere, perciò, la radiazione solare in *radiazione diretta*, cioè che viene solo attenuata e diffusa lungo il raggio solare, e *radiazione diffusa*, cioè radiazione che a causa di meccanismi molecolari o d'altro tipo viene deviata rispetto al raggio solare concorrendo a

creare l'azzurro del cielo, il bianco delle nuvole, il rosso del tramonto e dell'alba. La radiazione diretta, essenzialmente legata all'assorbimento dei gas atmosferici, si presenta dal punto di vista spettrale come un 'selettivo' e ad essa va associata anche l'emissione; invece la diffusione, dal punto di vista spettrale, si presenta come un 'continuo', cioè non ci sono spostamenti negli strati energetici della particella che interagisce con l'onda elettromagnetica che la colpisce.

L'assorbimento della radiazione solare che fluisce verso il suolo è causato principalmente dalla presenza in atmosfera di alcuni gas come il vapor d'acqua, la CO₂ e O₂; tra essi, comunque, il principale assorbitore di radiazione solare è sicuramente il vapor d'acqua.

D'altro canto la radiazione ad onda corta che raggiunge il suolo viene riflessa e, quindi, ad una generica quota z si avrà un flusso radiativo ad onda corta rivolto verso il basso ed un altro flusso, sempre ad onda corta, rivolto verso l'alto.

La radiazione netta ad onda lunga, invece, è formata da due componenti: una uscente dalla superficie, chiamata radiazione terrestre, e una incidente sulla superficie, emessa dall'atmosfera o dalle nubi, chiamata radiazione atmosferica. La presenza dell'atmosfera, che parzialmente trattiene questo calore restituito dal suolo, determina quel fenomeno chiamato "effetto serra". Infatti, passando attraverso l'atmosfera, una gran parte della radiazione terrestre viene assorbita dai gas atmosferici, come il vapor d'acqua, l'anidride carbonica, gli ossidi d'azoto, metano e ozono. In particolare, il vapor d'acqua e la CO₂ sono i principali responsabili dell'assorbimento della radiazione terrestre impedendone l'uscita verso lo spazio. Quindi, dato che l'atmosfera assorbe quasi tutta la radiazione terrestre ad onda lunga e una parte della radiazione solare, i gas atmosferici e gli aerosol che assorbono radiazione la emettono anche in funzione della loro distribuzione verticale di densità (o rapporto di mescolamento) e di temperatura.

1.2.2 Il bilancio energetico del sistema Terra-Atmosfera

Tutta l'energia che l'uomo ha a disposizione, sia quella racchiusa nell'atomo o accumulata nelle materie combustibili, sia quella sparsa nel suolo, nei fiumi, nel mare e nell'atmosfera, deriva, direttamente o indirettamente, dal Sole. Il Sole emette continuamente una radiazione intensissima, valutabile in $5,2 \times 10^{24}$ kilocalorie al minuto. Sebbene solo una piccola parte della luce solare venga assorbita nel suo passaggio attraverso l'atmosfera, non tutta l'energia emanata dal Sole riesce a raggiungere la Terra.

Inoltre, si può sostenere che la temperatura media della Terra non presenta variazioni sistematiche se si considerano lunghi intervalli di tempo; ciò significa che il sistema Terra - Atmosfera, a lungo andare, restituisce allo spazio la stessa quantità di energia che ne ha ricevuto. Così l'atmosfera terrestre è considerata come un sistema il cui bilancio energetico è governato dalle leggi della termodinamica che studiano le relazioni tra calore, lavoro ed energia.

Il bilancio energetico è una riformulazione della prima legge della termodinamica, che si occupa della conservazione dell'energia: l'energia totale di un sistema rimane invariata, anche se si verificano trasformazioni energetiche.

La seconda legge della termodinamica, invece, afferma che trasferimenti di energia spontanei sono irreversibili e impossibili senza un aumento di entropia del sistema, in modo che tutti i processi di consumo di energia producono entropia, ossia la tendenza del sistema a dissipare o consumare energia.

Quando un sistema subisce una trasformazione, se la quantità di calore scambiata attraverso le pareti è dQ e se la variazione di volume dovuta ad una pressione p è dV , allora la *prima legge della termodinamica* afferma che la variazione di energia interna dU è data da:

$$dU = \delta Q - \delta W + \sum_i \mu_i dN_i \quad (1)$$

dove U è l'energia interna, Q è il calore assorbito dal sistema, W è il lavoro svolto dal sistema, μ_i è il potenziale chimico delle particelle di energia e dN_i è il numero di particelle aggiunto al sistema.

Questa legge può essere riscritta per un sistema termodinamico chiuso, dove c'è solo scambio di energia e non scambio di massa:

$$dU = \delta Q - \delta W = dQ - pdV \quad (2)$$

In altre parole, il sistema scambia energia con l'esterno o acquistando una quantità di calore dQ oppure compiendo del lavoro dW .

La prima legge può- essere formulata tenendo conto dell'entalpia (h), che è la quantità di energia che un sistema termodinamico può scambiare con l'ambiente circostante. Essa è definita come la somma tra l'energia interna dU e il prodotto tra la variazione di volume dV e la pressione p . Quindi, l'equazione per un sistema termodinamico chiuso può essere scritta come:

$$d h = \delta W + \delta U \quad (3)$$

Inoltre, se il sistema è a pressione e volume costante, la variazione di lavoro è nulla ($dW=0$) e la prima legge della termodinamica può essere espressa come:

$$d h = \delta U = \delta Q \quad (4)$$

Considerando il bilancio energetico della Terra su scala globale, il sistema Terra ha il suo più grande ingresso di energia dal Sole (100%). Come già detto, il flusso di energia solare giunge sulla Terra sotto forma di radiazioni, ossia di onde elettromagnetiche con lunghezze relativamente piccole, dette onde corte. La Terra riceve, quindi, energia dal Sole, la assorbe e converte in calore e, di conseguenza, emette anch'essa energia, sotto forma di radiazioni aventi lunghezze d'onda più ampie, indicate come "onde lunghe" (raggi infrarossi).

Ogni gas dell'aria, poi, assorbe una quantità diversa di radiazione solare a precise lunghezze d'onda: può essere trasparente ai raggi infrarossi e non esserlo agli UV (è il caso dell'O₃) o viceversa (è il caso della CO₂). L'assorbimento totale atmosferico, dunque, non è uniforme su tutto lo spettro solare.

L'energia assorbita dall'atmosfera può essere trasformata in energia che alimenta i venti, assorbita da trasformazioni chimico-fisiche che hanno luogo nell'aria oppure irradiata nuovamente nello spazio e riflessa in tutte le direzioni.

In sostanza, il sistema Terra-Atmosfera guadagna e perde energia: l'equilibrio tra la radiazione solare in entrata e quella in uscita dalla Terra determina il *bilancio radiativo fra la Terra stessa e l'atmosfera* (fig. 4).

Il flusso energetico solare dipende dalla latitudine e dalla stagione o, meglio, dall'*eliofanìa*, la durata dell'irraggiamento solare. Su scala globale, però, si possono fare alcune considerazioni quantitative utili a definire il bilancio energetico del nostro pianeta, che diventa essenziale per comprendere la dinamica dell'atmosfera e caratterizzare climi e ambienti.

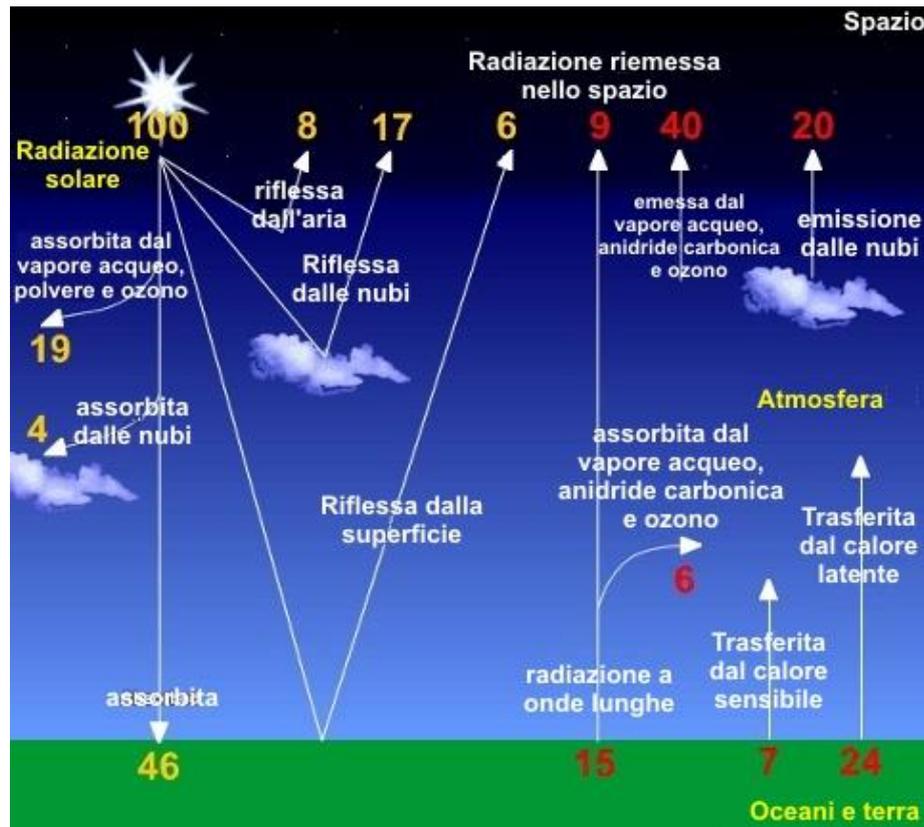


Figura 2. Il Bilancio Radiativo del sistema Terra-Atmosfera

Parte dell'energia rilasciata dal Sole, prima di raggiungere la Terra, viene riflessa nello spazio dalle nubi e parte è assorbita dall'atmosfera terrestre. Della radiazione solare che giunge al limite dell'atmosfera, infatti, soltanto il 52% riesce ad arrivare fino alla superficie terrestre, dopo aver attraversato l'involucro gassoso (il 19% è assorbito direttamente dall'atmosfera, in particolare, dall'ozono, dall'anidride carbonica e dal vapore acqueo; il 4% è assorbito dalle nubi; il 25% viene disperso, di cui il 17% è riflesso dalle nubi, e l'8% dall'aria).

Questa quantità costituisce la radiazione globale, ma ad essa va sottratto ancora il 6% circa, a causa della riflessione media dovuta alla Terra (oceani, laghi, nevai e ghiacciai, vegetazione, etc.), riducendosi così la radiazione effettiva al 46%. Questa percentuale della radiazione che giunge a Terra è assorbita dal suolo; tuttavia, essa può variare molto. I principali fattori che influenzano questo fenomeno sono:

- la diversa albedo del suolo (tendenza a riflettere piuttosto che assorbire la luce);
- la diversa durata del dì, che varia con la stagione e con la latitudine;
- la diversa costituzione del suolo, i cui componenti hanno un calore specifico caratteristico;
- l'inclinazione del suolo rispetto alla direzione della radiazione.

La radiazione effettiva che giunge al suolo lo riscalda e il suolo, essendo dunque caldo, emette una radiazione costituita soprattutto da raggi infrarossi ad ampia lunghezza d'onda, calore latente, il quale dà il maggior contributo al riscaldamento dell'atmosfera, e infine calore sensibile. In altri termini, il 46% della radiazione effettiva si trasforma in energia ed è utilizzato dalla Terra in tal modo, il 24% circa è utilizzato per l'evaporazione e il calore che così passa nell'atmosfera è definito *calore latente*; il 7% rappresenta il trasferimento di calore dalla Terra all'atmosfera sotto forma di calore sensibile; il 15% forma la radiazione ad onda lunga, che in buona parte riesce ad attraversare l'atmosfera (9%), mentre l'altra parte (6%) viene assorbita dai gas presenti in atmosfera (vapor d'acqua, CO₂ e O₃).

Infine, la radiazione proveniente dal Sole che resta negli strati superiori dell'atmosfera viene da questa riemessa sotto forma di raggi infrarossi nella percentuale del 60%, tale che si stabilisce, appunto, l'equilibrio radiativo tra il Sole e il sistema Terra-Atmosfera.

Come accennato, il bilancio energetico della Terra può essere espresso come una derivazione delle leggi della termodinamica. Infatti la variazione dei flussi di calore è rappresentata dalla somma tra le radiazioni in entrata ad onda corta (S_i) e ad onda lunga (L_i) e le radiazioni in uscita ad onda corta (S_{out}) e ad onda lunga (L_{out}), mentre il termine entalpia è riferito ai flussi di calore latente (L_e) e sensibile (H) e a tutti i termini di accumulo, come ad esempio le variazioni di entalpia dell'aria e della vegetazione e il flusso di calore nello strato superficiale del suolo (fig. 3).

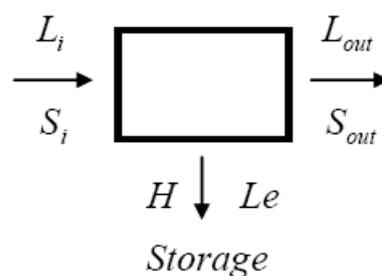


Figura 3. Bilancio energetico in un modello terra-atmosfera.

L'equazione completa del bilancio energetico è espressa come:

$$R_n - G - (H_s + H_c) - (LE_s + LE_c) = \frac{\Delta W}{\Delta t} \quad (5)$$

dove R_n (Wm⁻²) è la radiazione netta, G (Wm⁻²) è il flusso di calore nel suolo, cioè l'ammontare di energia che riscaldando il suolo si propaga in profondità, H_s e H_c (Wm⁻²) sono

i flussi di calore sensibile per il suolo nudo (s) e per la vegetazione (c), quella frazione di energia che riscalda l'aria attraverso gli scambi di calore tra corpi solidi e atmosfera, LE_s e LE_c (Wm^{-2}) sono i calori latenti di vaporizzazione per il suolo nudo (s) e per la vegetazione (c), che rappresentano la quota parte di energia utilizzata per evaporare l'acqua disponibile, e $\Delta W / \Delta t$ (Wm^{-2}) assembla i termini di accumulo energetici. Quest'ultimo termine, che rappresenta l'immagazzinamento (*storage*) di energia del sistema, è trascurato quando si trattano situazioni caratterizzate da suoli non coperti da alberi e diventa invece importante in presenza di vegetazione ad alto fusto, specialmente attorno all'alba ed al tramonto, quando tale termine risulta essere dello stesso ordine di grandezza della R_n . Quando la superficie che si sta considerando è neve o ghiaccio, tale termine diventa generalmente il più importante in quanto esso include anche l'energia utilizzata per la fusione.

I flussi di calore hanno valori diversi tra il giorno e la notte, inoltre variano in base alla stagione, alle condizioni meteorologiche, al contenuto d'acqua nel terreno, al tipo di suolo e di copertura del terreno (tipo di vegetazione, ecc.).

A mezzogiorno di una giornata di sole, la radiazione netta è positiva perché la radiazione che proviene dal sole (direttamente o indirettamente) e raggiunge la superficie è maggiore di quella che la superficie riflette ed emette verso l'atmosfera. I flussi di calore latente e sensibile sono positivi, poiché calore sensibile e umidità sono ceduti dal suolo verso l'atmosfera. Il flusso di calore nel suolo è positivo poiché la superficie cede calore al suolo sottostante per conduzione molecolare.

Di notte invece la radiazione netta è negativa (il suolo continua a emettere radiazioni infrarosse, anche quando non riceve più radiazioni dal sole). Il flusso di calore sensibile è negativo, perché l'aria cede calore al suolo (che si raffredda più velocemente); anche il flusso di calore latente è negativo, perché l'evaporazione diurna ha ceduto il posto alla formazione di rugiada e brina. E infine anche il flusso di calore nel suolo cambia segno, diventando negativo: ora è il terreno sottostante a cedere calore alla superficie (fig. 6).

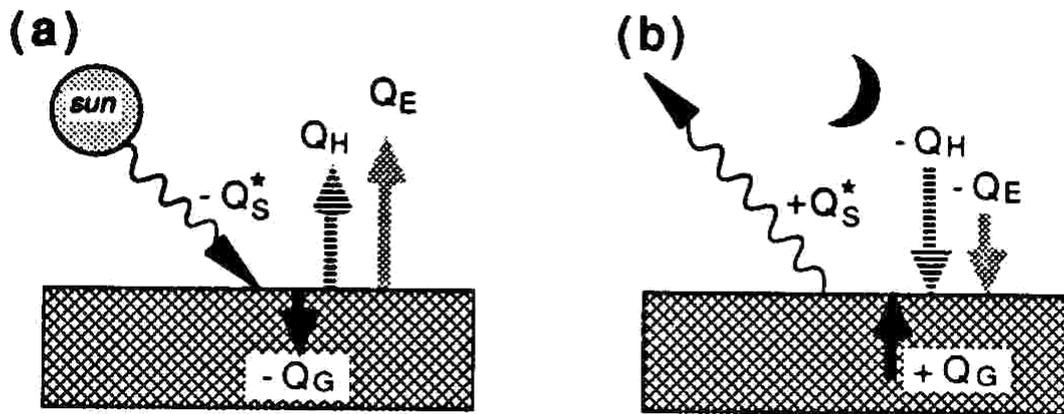


Figura 4. I termini del bilancio di calore alla superficie, di giorno (a) e di notte (b)

2. Il Planetary Boundary Layer

2.1 Introduzione

Per comprendere il bilancio energetico del sistema Terra-Atmosfera, occorre innanzitutto capire quali sono le caratteristiche, la struttura e i meccanismi fisici principali dell'atmosfera, e in particolare dello strato limite atmosferico (Atmospheric Boundary Layer – ABL), cioè quella parte di essa (approssimativamente dalla superficie fino ad un paio di chilometri di quota) influenzata direttamente dalle interazioni con la superficie terrestre.

L'Atmosfera terrestre, come noto, è quell'involucro aeriforme che circonda completamente il nostro pianeta, trattenuto dalla forza di attrazione della Terra e perciò costretto a seguirla nei movimenti che essa compie negli spazi celesti. Sotto l'azione della gravità e della forza centrifuga dovuta alla rotazione terrestre, questa massa d'aria ha assunto una forma grossolanamente sferoidale, schiacciata ai poli e rigonfia all'Equatore, analoga a quella della Terra: proprio per questo motivo, pur non potendo individuare con precisione i suoi confini con gli spazi interplanetari, si definisce "atmosfera", dal greco *atmós*=vapore e *sfaira*=sfera.

Come un enorme filtro, l'atmosfera protegge la Terra dalle radiazioni nocive e ne regola il riscaldamento da parte del Sole; il flusso delle radiazioni solari, essendo distribuito sulla superficie terrestre in modo molto disuguale, determina un movimento incessante dell'atmosfera, causa delle variazioni meteorologiche quotidiane, indicate complessivamente con la parola "clima".

Fra i gas che la costituiscono figura l'ossigeno, elemento indispensabile per la vita vegetale e animale; pertanto, ad essa è legata direttamente ed indirettamente la nostra esistenza. Nello

stesso tempo, l'insieme degli esseri viventi che popola il globo terrestre agisce sull'atmosfera, intervenendo nella sua composizione e contribuendo così a mantenerla pura (come fanno normalmente le piante) o ad inquinarla (come va facendo sempre più l'uomo). L'azione dell'atmosfera si esercita pure sul rilievo terrestre ed anche la superficie marina subisce la sua influenza, reagendo con movimenti a volte imponenti (onde e correnti) alle sollecitazioni che essa vi esercita con i venti.

Ma l'importanza di questo involucro d'aria non si esaurisce in questi rapporti, poiché esso costituisce anche il mezzo attraverso cui si compie il ciclo dell'acqua.

Infatti, essendo il vapore acqueo un importante costituente dell'atmosfera, anche se non raggiunge un'alta concentrazione, la sua presenza è fondamentale per quanto riguarda molti dei fenomeni che avvengono in atmosfera e che sono collegati ai passaggi di fase di questo gas: ad esempio il passaggio da fase gassosa a liquida avviene al diminuire della temperatura provocando un rilascio di calore e viceversa il passaggio da fase liquida a gassosa provoca assorbimento di calore.

Quindi attraverso l'atmosfera avviene lo scambio continuo delle acque tra continenti ed oceani, mediante i processi di evaporazione, condensazione e precipitazione. Allora è impossibile considerare come regni distinti e separati la *litosfera* (la crosta terrestre), l'*atmosfera* e l'*idrosfera* (la massa totale del contenuto di acqua sulla o al di sopra della superficie terrestre): essi sono, anzi, i diversi componenti di un'unica entità, il nostro pianeta, tra i quali esiste un continuo interscambio di materia ed energia e nei quali si inserisce e si sviluppa, con ulteriori legami, un altro componente fondamentale, la *biosfera* (tutta la vita animale e vegetale).

2.2 Struttura dell'Atmosfera

L'involucro di gas e vapori che segue la Terra nel suo moto di rivoluzione attorno al Sole e che costituisce l'*atmosfera* si estende per circa 20.000 km in altezza, gradatamente confondendosi con il mezzo interplanetario.

Come per ogni oggetto gassoso non è, pertanto, facile delineare un confine definito, né dividere l'atmosfera in parti ben delimitate. Per convenzione, si considera limite esterno dell'atmosfera terrestre la distanza alla quale le molecole d'aria cessano di subire la forza di gravità e il campo magnetico terrestre. Queste condizioni si verificano a circa 60.000 km sull'equatore e a circa 30.000 km sui poli, pur variando grandemente.

Le misure delle grandezze usate per studiare l'atmosfera (temperatura, pressione, densità, umidità, composizione, flusso di radiazioni) variano molto con la quota. Tuttavia, si possono identificare zone dell'atmosfera dove questi valori sono costanti o variano molto lentamente.

La fig.2 mostra uno schema della struttura termica dell'atmosfera, quale è emersa dalle numerose osservazioni eseguite in questi ultimi anni. Così si può suddividere l'atmosfera in varie parti sovrapposte, denominate *sfere*, aventi ognuna caratteristiche particolari più o meno costanti, separate l'una dall'altra da limitate zone di transizione dette "*pause*", poste a quote variabili con la latitudine e con le stagioni. Le pause sono ristretti spessori d'aria dove le grandezze subiscono una brusca variazione. I confini di ciascuno strato di atmosfera sono definiti appunto dal cambio di segno del *gradiente termico verticale*. I meccanismi di evaporazione, condensazione, trasporto convettivo, conduzione e assorbimento della radiazione vengono così a definire diverse regioni. A partire dal suolo, si succedono la troposfera, la tropopausa, la stratosfera, la stratopausa, la mesosfera, la mesopausa, la termosfera, l'esosfera. Intermedie, ma con caratteristiche particolari, sono la ionosfera e la magnetosfera.

Di tutti questi strati, quello su cui è opportuno concentrare l'attenzione è lo strato di atmosfera a diretto contatto con la superficie terrestre, cioè la *Troposfera*, dal greco *trópos* = mutamento, a ricordare che questa è la "sfera dei cambiamenti".

La troposfera si estende fino ad un'altezza media di 10-12 km e nello spessore, in particolare, è più sottile ai poli (6-8 km) che ai tropici (16-18 km); ciò è dovuto al fatto che una massa d'aria più calda occupa un volume maggiore rispetto alla stessa quantità d'aria a temperatura inferiore. Essa contiene il 90% dell'intera massa gassosa dell'atmosfera, quasi tutto il vapore acqueo e le impurità atmosferiche, assorbendo così una notevole parte della riemissione terrestre. La troposfera è, dunque, scaldata principalmente dalla terra e, vi si registrano quindi i più alti valori di pressione e di densità. La temperatura è decrescente con l'altitudine, in media di circa 0,6 °C per km (gradiente negativo), anche perché volumetti d'aria a maggiore altitudine sono sottoposti a minore pressione e possono espandersi a scapito dell'energia interna.

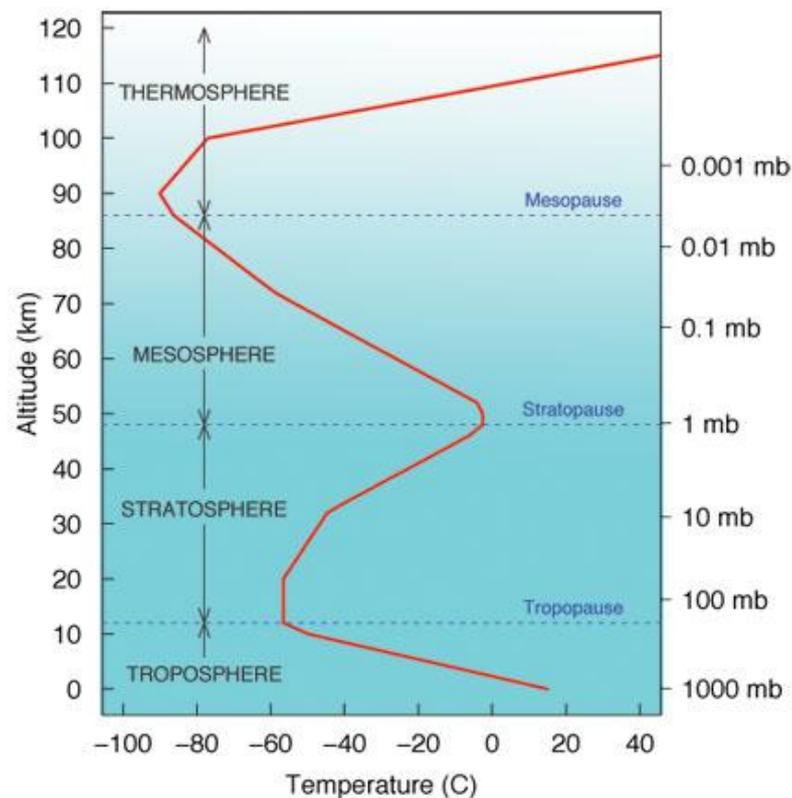


Figura 5. Profilo verticale della temperatura per l'atmosfera

Nella troposfera la temperatura varia da 15 °C a -70 °C. Poiché al livello del mare la temperatura media dell'aria si aggira intorno ai 25 °C nelle regioni equatoriali e ai -10 °C nelle regioni polari e dato che lo spessore della troposfera è maggiore sulle prime (17 km) che sulle seconde (8 km), ne deriva che al limite superiore della troposfera si raggiungono temperature più basse in corrispondenza dell'Equatore (-70 °C) che in corrispondenza dei poli (-45 °C).

Nella troposfera, le variazioni stagionali sono piccole alle basse latitudini ed aumentano alle grandi latitudini. In linea generale si può dire che la diminuzione della temperatura con l'altezza osservata in questo strato è dovuta al continuo rimescolamento dell'aria ai diversi livelli.

La troposfera, infatti, è caratterizzata dalla presenza di movimenti orizzontali e verticali di masse d'aria, legati essenzialmente alla rotazione terrestre e alla tendenza verso gli equilibri termici. L'intensità delle correnti aeree in genere cresce con l'altezza, raggiungendo il massimo verso la tropopausa; il loro trasporto orizzontale provoca moti turbolenti che producono un continuo rimescolamento dell'aria troposferica. Innalzandosi l'aria si espande, poiché la pressione diminuisce con l'altezza; espandendosi si raffredda, mentre la massa

d'aria che scende a prendere il suo posto viene compressa e riscaldata; in pratica, tuttavia, questo processo è complicato dall'evaporazione e dalla condensazione dell'acqua.

A causa dei moti verticali ascendenti e discendenti delle masse d'aria, si formano e si dissolvono le nubi e si hanno le precipitazioni e le tempeste.

Lo studio sistematico delle caratteristiche dinamiche e termodinamiche dell'atmosfera in generale e della troposfera in particolare è compito della Meteorologia.

Se si considera il profilo verticale di temperatura ottenuto in uno dei radiosondaggi che viene realizzato dai Servizi Meteorologici Nazionali (un esempio è riportato nella fig. 3), lo strato di Atmosfera caratterizzato da un pressoché continuo gradiente negativo di temperatura è proprio la Troposfera, al cui termine la temperatura inizia una lenta risalita.

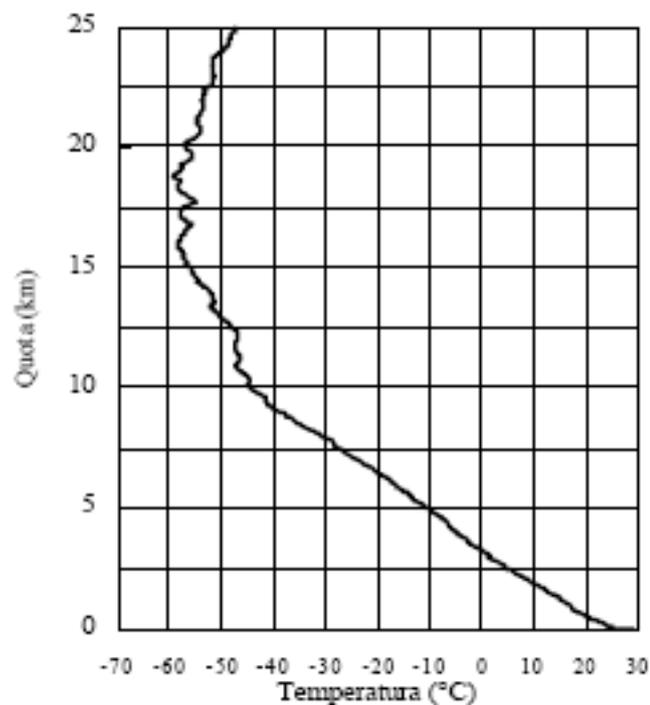


Figura 6. Profilo verticale della temperatura da radiosonda

Se si concentra l'attenzione sui primi chilometri di Troposfera (come si è fatto nella fig. 4 in cui è presentato il profilo già riportato in fig. 3, ma limitato ai primi 2000 metri) si nota una discontinuità evidente del profilo verticale della temperatura. Lo strato di atmosfera compreso tra il suolo e questa discontinuità prende il nome di *Planetary Boundary Layer (PBL)* o *Atmospheric Boundary Layer (ABL)*. La vita dell'uomo e le sue attività sono concentrate in questo spazio fisico ed in tale zona di atmosfera è concentrata la maggior parte delle emissioni inquinanti sia di origine naturale che derivanti dalle attività umane.

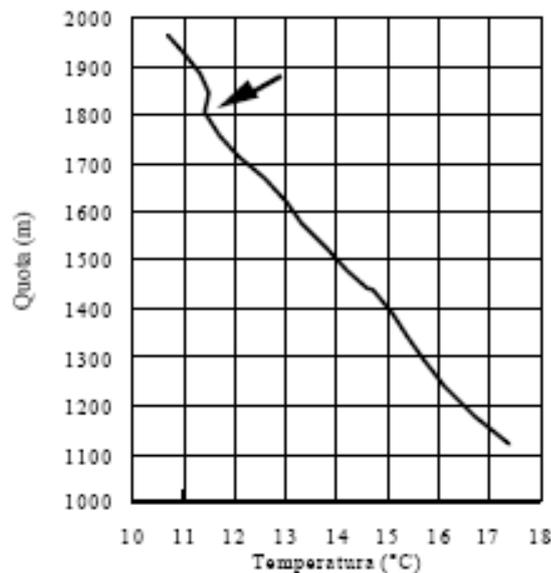


Figura 7. Esempio di un profilo verticale della temperatura limitato ai primi 2000 metri.

Il *PBL* è definito come quella porzione di troposfera direttamente influenzata dalla superficie terrestre. Le principali perturbazioni indotte dal suolo sul *PBL* sono costituite dall'attrito delle masse d'aria in movimento sopra la superficie terrestre e dalle distorsioni indotte al flusso delle masse d'aria dalla presenza dell'orografia, dall'evapotraspirazione, dal trasferimento di calore dal suolo all'aria e dall'immissione di inquinanti prodotti sulla superficie terrestre a causa delle attività umane o dai fenomeni naturali (es. eruzioni vulcaniche, ecc.).

Lo spessore di tale strato è variabile nel tempo e nello spazio e può andare da alcune centinaia di metri (nelle ore notturne) a qualche chilometro (nelle ore di massimo soleggiamento).

2.3 I fattori e le grandezze che determinano la dinamica dell'atmosfera

La *Micrometeorologia* è la scienza che studia l'evoluzione spazio-temporale del *PBL*. Essa è sicuramente una delle discipline che collettivamente vengono indicate col termine Meteorologia, anche se non si interessa della dinamica e della termodinamica della

Troposfera, ma si limita ad analizzare nel dettaglio il *PBL*. Si distingue quindi dalle altre parti della Meteorologia per le finalità diverse e per i diversi metodi adottati.

I fattori che regolano la dinamica dell'atmosfera e dell'idrosfera sono:

- *l'energia che il nostro pianeta riceve dal Sole*: è il motore primo di ogni movimento e di quasi ogni fenomeno che si verifica nell'atmosfera;

- *i moti della Terra* che determinano:

- la diversa insolazione a latitudini diverse e in stagioni diverse, sia su scala planetaria sia a livello locale: la quantità di calore ricevuta da ciascun punto della superficie terrestre dipende appunto dalla durata del giorno e dall'inclinazione dei raggi solari, e di conseguenza, durante la rivoluzione, ossia nel volgere di un anno, nei vari luoghi della Terra si susseguono periodi più caldi e più freddi, cioè si ha l'alternanza delle stagioni;

- la deviazione delle masse d'aria in spostamento meridiano dalla loro traiettoria (*effetto di Coriolis*);

- *la conformazione della Terra* da cui dipendono:

- la diversa distribuzione dei raggi solari sulle varie zone della superficie terrestre: a causa della sfericità della Terra, l'inclinazione del terreno, degli strati atmosferici o del pianeta, influenzano la quantità di energia solare disponibile sull'area considerata. Pertanto, una variazione di afflusso energetico si traduce, a livello atmosferico, in un gradiente sia locale, regionale che planetario di temperatura (così che le varie parti della Terra vengono riscaldate dal Sole in maniera diversa), di pressione e di umidità;

- la diversa capacità termica delle varie zone della Terra: la presenza di zone della superficie terrestre con capacità termiche molto diverse (un lago, ad esempio, ha un *calore specifico* diverso da quello di una montagna), cioè di zone in grado di assorbire quantità di calore diverso nello stesso intervallo di tempo, dà luogo ad una diversa riemissione di energia solare da parte di territori diversi. In meteorologia, la dinamica che spiega il calore specifico di un corpo, è molto importante: le grandi distese d'acqua (alto calore specifico) sono veri e propri "serbatoi di calore" che mitigano le temperature dei continenti circostanti. Le rocce, che hanno invece un calore specifico molto più basso, si raffredderebbero più rapidamente e fino a temperature più basse, e si riscalderebbero più rapidamente e fino a temperature più alte se

non ci fossero le masse d'acqua a irradiare calore col freddo o assorbire calore con il caldo. A livello locale, poi, questo fenomeno provoca il riscaldamento differenziale degli strati d'aria più bassi. Anche questo fattore, perciò, si risolve in un gradiente di temperatura, pressione e umidità;

– la diversa disponibilità di vapore acqueo: a seconda delle caratteristiche superficiali (presenza di monti, deserti, oceani o continenti) la quantità di vapore negli strati più bassi dell'atmosfera, varia moltissimo. L'umidità atmosferica, infatti, oltre che dalla temperatura dipende dalla disponibilità stessa di acqua. Il variare di umidità influenza direttamente pressione e temperatura;

– la deviazione delle masse d'aria in movimento alle quote più basse: le condizioni atmosferiche sono influenzate sia dalla deviazione delle masse in spostamento meridiano (effetto di Coriolis), sia dalla deviazione dovuta alla presenza di un rilievo. Un ostacolo, infatti, modifica temperatura, umidità e velocità di una massa d'aria in movimento: se una corrente d'aria incontra un monte, è deviata verso l'alto e la sua velocità diminuisce. A quote maggiori, la pressione è minore come pure la temperatura, pertanto, l'aria si raffredda provocando la condensazione del vapore e, quindi, la formazione di nuvole e di pioggia. Superato l'ostacolo, la corrente d'aria discende sul versante opposto, aumentando la propria velocità. A quote minori, la pressione è maggiore e anche la temperatura. Solo per avere superato l'ostacolo, l'aria è così cambiata: da umida e fredda in rallentamento, a secca e calda in accelerazione.

- le *caratteristiche dei principali componenti atmosferici* che provocano:
 - le variazioni dell'insolazione locale;
 - la diversa capacità di penetrazione delle radiazioni a diversa lunghezza d'onda.

In ciascuna conseguenza, le grandezze in gioco sono sempre le stesse: temperatura, pressione, velocità dell'aria (*vento*) e umidità. Queste grandezze fondamentali hanno una diretta ricaduta sulla dinamica e sulle condizioni dell'atmosfera e, pertanto, sono usate dalla Meteorologia per descrivere le condizioni atmosferiche e i loro sviluppi.

2.4 La turbolenza del PBL

L'aria del *PBL* è un fluido viscoso che scorre sopra una frontiera rigida e rugosa: il suolo; ciò comporta che la velocità media del fluido decresca quanto più ci si avvicina al suolo, fino ad annullarsi in corrispondenza di questa barriera rigida. Si produrrà quindi un gradiente nella velocità dell'aria (*shear* del vento), tanto più marcato quanto minore è la distanza dal suolo. Inoltre, il moto dell'aria è altamente turbolento, tranne che per un piccolo strato a contatto con il suolo ed estremamente sottile in cui il moto del fluido è sostanzialmente laminare. Nella maggior parte del *PBL* quindi la turbolenza è presente in forma più o meno accentuata, con strutture più o meno irregolari e tridimensionali che vengono normalmente indicate col termine *vortici* (*eddy*) che sicuramente hanno origine dall'interazione tra il suolo e l'atmosfera e si propagano verso l'alto. L'osservazione del *PBL* ha evidenziato che le situazioni diurne, caratterizzate da un forte soleggiamento, differiscono profondamente da quelle notturne, anche se in entrambe è presente la turbolenza. Nel primo caso (moto in situazioni di soleggiamento rilevante) la fenomenologia tipica del *PBL* prende normalmente il nome di *situazione convettiva*, mentre nel secondo caso viene normalmente indicata come *situazione stabile*. Il *PBL* nel primo caso viene frequentemente indicato come *CBL* (*Convective Boundary Layer*), mentre nel secondo caso si usa frequentemente la denominazione *SBL* (*Stable Boundary Layer*).

2.4.1 Il *PBL* Convettivo (*CBL*)

La caratteristica principale del *PBL* convettivo sta nel fatto che all'interfaccia aria-suolo si viene ad instaurare un flusso di calore verticale ascendente che trasferisce il calore dal suolo all'atmosfera sovrastante, alimentando le circolazioni d'aria che, nel tempo, accrescono verticalmente il *PBL*. Questo trasferimento di calore superficiale non deve essere visto come un processo continuo nello spazio e nel tempo, ma piuttosto come un *processo intermittente*. Quello che rende il *PBL* unico nelle situazioni convettive è senz'altro che su di esso agisca una *fonte di calore ciclica*. Per comprendere ciò è necessario ricordare che, per la superficie terrestre, alle medie e basse latitudini, il sole è una presenza diurna costante con un suo ciclo giornaliero e stagionale.

Come so è detto nel capitolo precedente, circa il 44% della radiazione solare presente alla sommità dell'atmosfera raggiunge effettivamente la superficie terrestre. L'atmosfera è quindi praticamente trasparente alla radiazione solare e non riceve, se non in misura ridotta, energia direttamente da essa, mentre è il suolo che ne riceve la maggior parte e la restituisce all'aria sovrastante, realizzando questo trasferimento energetico. Infatti il calore assorbito dal suolo

viene reintrodotta con vari meccanismi all'interfaccia suolo - atmosfera. L'atmosfera si trova quindi nelle condizioni di una *enorme pentola* (generalmente animata da un moto di traslazione, circa parallelo alla superficie terrestre) piena di aria posta al di sopra di una intensa fonte di calore.

All'interfaccia suolo-atmosfera si stabiliscono due sorgenti di turbolenza completamente differenti.

La prima è di *tipo meccanico*, comune a tutti i fluidi viscosi in moto sopra una superficie rigida e rugosa e che dà luogo a *vortici* di dimensione relativamente limitata. La seconda è di *tipo convettivo* e quindi di *origine termica*, che origina vortici (*thermals*) sui quali agisce la forza di Archimede dovuta alla differenza di densità dell'aria contenuta nei vortici rispetto alla densità all'aria circostante. La loro forza motrice è quindi il *galleggiamento* (*buoyancy*) e le loro dimensioni sono ben maggiori di quelle di origine meccanica, raggiungendo anche molte centinaia di metri. Un possibile meccanismo di formazione e di evoluzione dei *thermals* è quello illustrato in fig. 10. L'aria al di sopra di superfici particolarmente calde si riscalda in maniera prevalente, dando origine ad una *bolla* molto più calda dell'aria circostante. Tale bolla si presenta appiattita al suolo (stadio 1 nella fig. 10) e possiede un'instabilità interna che non si manifesta immediatamente, ma solo dopo che la bolla ha catturato sufficiente calore. A questo punto (stadio 2 di fig. 10) la bolla inizia a contrarsi e ad assumere una forma sempre più sferica, finché inizia a staccarsi dal suolo ed ad iniziarsi entro il *PBL*, mossa dalla forza di galleggiamento (stadio 3 di fig. 10). Inizialmente la velocità di ascesa è elevata, tuttavia, durante la sua ascesa, la bolla inizia il processo di *inglobamento* (*entrainment*) dell'aria fredda circostante (a temperatura inferiore) che, da un lato, produce un aumento delle dimensioni e dall'altro un abbassamento della sua temperatura media e quindi della spinta di galleggiamento. La diminuzione della spinta di galleggiamento e l'aumento della resistenza aerodinamica dovuta all'incremento dimensionale fanno sì che la velocità di ascesa del *thermal* diminuisca progressivamente fino ad arrestarsi completamente.

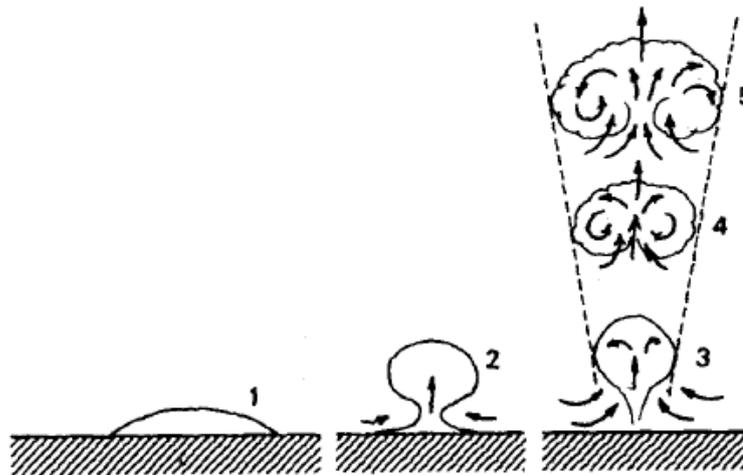


Figura 8. Modello semplificato dello sviluppo dei vortici convettivi

Lo strato di atmosfera interessato da questo fenomeno, cioè il *PBL*, presenta caratteristiche di turbolenza ben differenti dalla porzione di troposfera sovrastante.

La generazione di bolle calde o *thermals* ed il loro innalzamento entro il *PBL* comporta che il profilo verticale della temperatura potenziale media abbia una forma ben precisa, come quella riportata in fig. 11, in cui è presentato un tipico profilo verticale della temperatura potenziale media in un'ora diurna con buon soleggiamento. Come si nota chiaramente, sono distinguibili alcuni *strati tipici*.

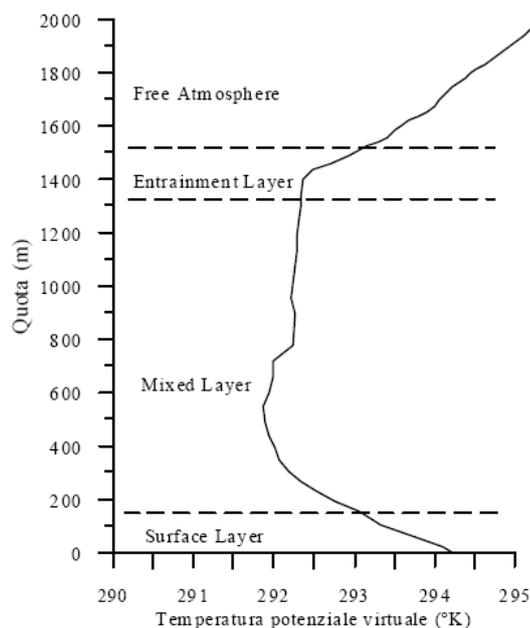


Figura 9. Esempio di un tipico profilo verticale diurno della temperatura potenziale virtuale

Il primo strato, molto sottile, si estende dal suolo ad una quota di circa un centinaio di metri e prende il nome di *Strato Superficiale (Surface Layer, SL)*. In esso la temperatura potenziale

diminuisce con la quota, evidenziando uno stato di *instabilità statica*. È questo lo strato in cui si ha la formazione e la prima evoluzione delle strutture termiche coerenti ed in cui sono concentrati la maggior parte degli effetti di *shear*. In presenza di un gradiente negativo di temperatura potenziale, una particella d'aria (in questo caso un *thermal*) liberata nei pressi del suolo con una data velocità iniziale, abbandona la propria posizione iniziale acquisendo un moto ascensionale sempre più veloce. Questo strato rappresenta quindi una specie di *catapulta* per il flusso verso l'alto di particelle di aria e quindi di quantità di moto, di calore, di umidità e di inquinamento.

Sopra questo è presente un ulteriore strato caratterizzato da una temperatura potenziale praticamente costante, corrispondente ad una situazione di *adiabaticità statica*. Tale strato prende il nome di *Strato Rimescolato (Mixed Layer, ML)*. È questo lo strato in cui le strutture coerenti, che lo rimescolano costantemente e completamente, consentendo la dispersione degli inquinanti ed il trasporto in quota del vapor d'acqua per la formazione delle nuvole. Una particella che raggiunge il *ML* dal *SL* non incontra ostacoli al proprio moto ascensionale, salvo la resistenza aerodinamica.

Al di sopra del *ML*, però, i vortici cominciano a perdere energia e contemporaneamente inizia un processo di infiltrazione dell'aria proveniente dagli strati superiori che partecipa alla rapida dissoluzione dei vortici convettivi. Questo strato, normalmente indicato come *Strato di Entrainment*, è caratterizzato da un forte gradiente positivo di temperatura potenziale. Una particella di aria che lo raggiunge, dopo essere partita dal *SL* ed aver attraversato il *ML*, si trova in uno stato di *stabilità statica* che ne frenerà il moto fino ad arrestarla. A questo punto, la particella verrà inglobata in un vortice discendente, raggiungerà con esso il suolo e verrà nuovamente catapultata verso l'alto in un ciclo che avrà fine solo quando verrà meno l'apporto di radiazione solare.

Al suo termine, la troposfera presenta i suoi tratti caratteristici con un incremento pressoché costante della temperatura potenziale (*Free Atmosphere*).

Per *PBL* si intende, quindi, l'insieme dello Strato Superficiale, dello Strato Rimescolato e di quello di Entrainment e spesso il profilo verticale della temperatura potenziale rilevato nelle ore a grande insolazione lo individua in maniera estremamente chiara.

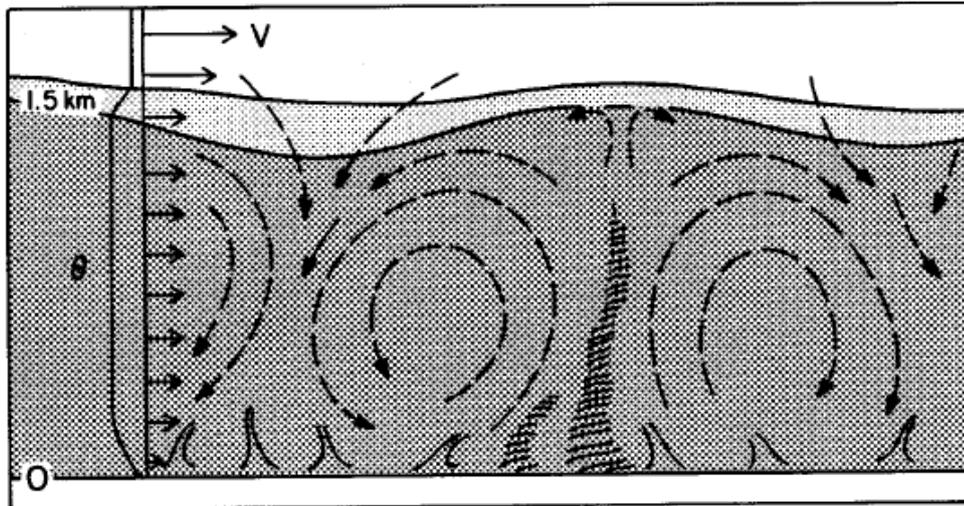


Figura 10. Rappresentazione grafica del PBL convettivo

Dalla rappresentazione grafica del *PBL* convettivo (fig. 12) risulta che nel *PBL* si può individuare:

- un *flusso ascendente* (*updraft*) che consiste in vortici di grandi dimensioni che hanno origine nei pressi del suolo, salgono nel *SL* ed nel *ML* arrivando fino allo strato di *entrainment* dove si mescolano con una parte di aria dell'atmosfera libera;
- un *flusso discendente* (*downdraft*) che lentamente scende verso il suolo.

Il vapor d'acqua presente nel *PBL* ha come sorgente principale la superficie terrestre, sia a causa dell'evaporazione che si produce dagli specchi d'acqua (oceani, laghi e fiumi) che della traspirazione della vegetazione. La sua concentrazione tende a *diminuire con la quota* con un tasso relativamente elevato entro il *SL*, mantenendosi pressoché costante nel *ML*. In corrispondenza dello *Strato di Entrainment* si assiste ad una rapida diminuzione fino praticamente ad annullarsi nella *Free Atmosphere* (questo non è vero in generale, soprattutto quando si è in presenza di nubi *sinottiche*).

Questo comportamento è molto netto e ciò è spesso utilizzato per identificare la sommità del *ML* dai radiosondaggi. La struttura fisica del *PBL* costituisce anche per l'umidità presente in aria una trappola da cui è ben difficile sottrarsi.

Per quanto riguarda il profilo verticale della velocità del vento, va rilevata una condizione di velocità nulla in prossimità del suolo (non esattamente al suolo, come si vedrà nel seguito, ma in corrispondenza di una quota piccola, ma variabile a seconda delle dimensioni verticali tipiche degli elementi presenti al suolo che ne determinano la rugosità). Col crescere della quota, la velocità del vento aumenta in maniera circa logaritmica entro tutto lo strato superficiale. La presenza di *shear* nello strato superficiale è una chiara indicazione della

presenza di turbolenza meccanica sempre presente in un fluido viscoso come l'atmosfera. Entro il *ML* la velocità del vento si mantiene circa costante e lo *shear* è ridotto, chiaro indice del fatto che nello strato rimescolato la produzione di turbolenza meccanica è ridotta. Viceversa nell'*entrainment* la velocità del vento presenta brusche variazioni adeguandosi rapidamente, con l'aumentare della quota, alla situazione a mesoscala dettata dai gradienti di pressione a grande scala (*vento geostrofico*).

Durante il giorno l'estensione verticale del *PBL* non è costante, ma al contrario continua ad aumentare proporzionalmente all'immissione nel sistema di energia solare. In pratica è minima nelle prime ore della mattina, quando è prevalente l'influenza della pura turbolenza meccanica, ed aumenta proporzionalmente all'integrale di energia solare fino al tramonto quando decade molto rapidamente in corrispondenza dell'interruzione di apporto energetico solare. A questo punto il *PBL* convettivo inizia a distruggersi. Per prima cosa si dissolve entro il *SL* il profilo a gradiente di temperatura potenziale negativo e progressivamente anche una parte del profilo entro il *ML*, a cui si sostituisce un profilo di temperatura potenziale a gradiente positivo di tipo tipicamente notturno. La cosa interessante è che il profilo termico nella parte alta del *PBL* risulta *abbandonato ad un lento decadimento* e spesso risulta ancora visibile il giorno successivo. Questo strato di *vecchio PBL abbandonato* prende il nome di *Residual Layer (RL)*.

2.3.1 Il *PBL* Stabile (*SBL*)

Se si prende in considerazione una tipica situazione notturna, si osserva che essa risulta molto meno definita e chiara della situazione diurna. L'aria continua ad essere in una situazione turbolenta, tuttavia tale turbolenza non ha origini convettive, essendo assente l'apporto energetico solare. L'unica sorgente di turbolenza è quindi la turbolenza meccanica indotta dallo *shear* del vento, come tipico di ogni fluido viscoso che scorra sopra una superficie solida e rugosa, turbolenza che in parte viene inibita e contrastata da un intenso fenomeno di raffreddamento dell'atmosfera, più intenso negli strati più vicini al suolo (fig. 13).

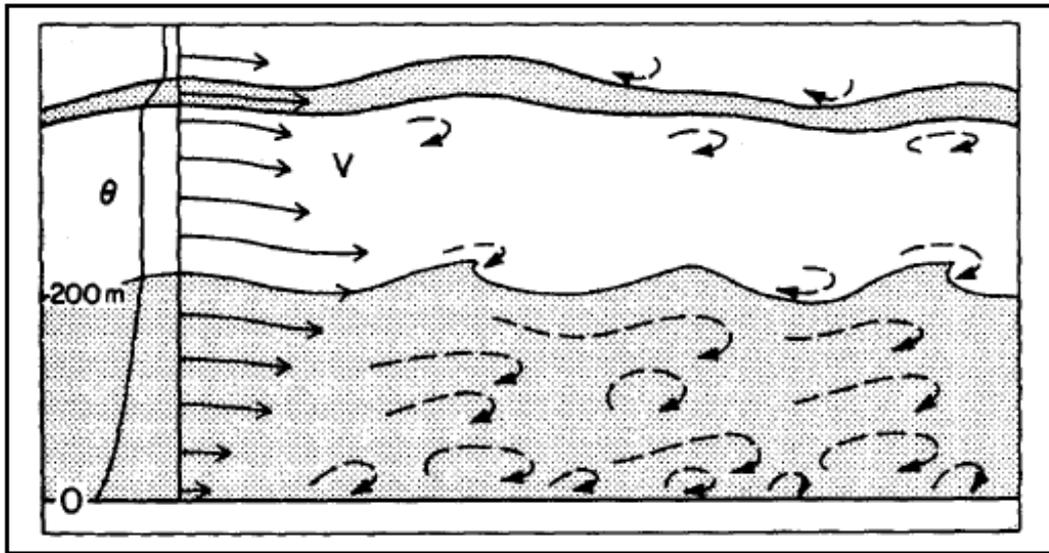


Figura 11. Rappresentazione del PBL stabile (Wyngaard, 1990)

Dalla fig. 13 si osserva come il *PBL* notturno (*Stabile*) sia sede di una turbolenza caratterizzata dalla presenza di vortici di piccola dimensione localizzati nelle immediate vicinanze del suolo. Più ci si allontana dalla superficie terrestre, più diminuisce il livello di turbolenza. Il moto è intrinsecamente instabile e favorevole all'instaurarsi di effetti ondosi.

Durante la notte si forma vicino al suolo uno *Strato Stabile (SBL)* caratterizzato da una debole e sporadica turbolenza. Ci può essere lo *SBL* anche di giorno ogni qualvolta il suolo è più freddo dell'aria sovrastante, situazione spesso presente durante avvezioni di aria calda sul suolo freddo (fronti caldi) o nei pressi delle coste.

2.3.2 Il ciclo giornaliero del PBL

Riprendendo quanto visto ai punti precedenti, si può individuare un ciclo giornaliero nello stato del *PBL*.

Prima del sorgere del sole, il profilo verticale della temperatura potenziale è tipicamente notturno e quindi presenta una costante crescita con la quota, soprattutto nelle immediate vicinanze del suolo dove il gradiente è massimo. Questo gradiente positivo di temperatura potenziale indica che il *PBL* è ovunque staticamente stabile ed in questa situazione sono presenti solo piccoli vortici dovuti allo *shear*, originati nelle immediate vicinanze del suolo e poco estesi sulla verticale. Lo strato da essi occupato è indicato anche in questo caso come *Strato Superficiale (SL)*. Un modo per quantificarlo dal profilo verticale della temperatura potenziale è individuare l'estensione dello strato verticale a maggior gradiente termico: questa sicuramente è l'estensione massima dello strato superficiale notturno.

Dopo il sorgere del sole inizia l'apporto energetico esterno ed inizia ad instaurarsi la situazione convettiva diurna con un'estensione verticale del *PBL* costantemente in crescita in funzione dell'integrale dell'energia radiante giunta al suolo.

Circa mezz'ora prima del tramonto i *thermals* cessano di formarsi, consentendo un decadimento della turbolenza nello strato precedentemente rimescolato. Lo strato d'aria che ne risulta è spesso detto *strato residuale* (*Residual Layer, RL*) dato che le sue variabili di stato sono inizialmente le stesse dello strato rimescolato. Il *RL* ha una stratificazione termica circa neutra e così la turbolenza è circa uguale in tutte le direzioni. Ogni giorno, del vapor d'acqua può evaporare dal suolo e restare entro il *RL*.

Nei giorni successivi dalla sommità del *ML* può avvenire una reintroduzione di aria umida che porta alla formazione di nubi non giustificabili a livello di mesoscala.

Variabili come la temperatura potenziale virtuale, normalmente diminuiscono leggermente durante la notte; tale diminuzione avviene in modo circa uniforme in tutto il *RL* che quindi presenta sempre un profilo termico circa adiabatico. Pertanto, il *RL* non è a diretto contatto del suolo. Durante la notte si assiste alla crescita, in prossimità del suolo, di uno strato stabile che costantemente modifica la base del *RL*. Così il *RL* non è realmente interessato dal trasporto di proprietà meteorologiche relazionate al suolo.

La fig. 14 schematizza molto chiaramente l'evoluzione giornaliera del *PBL*. Da essa si nota chiaramente che dall'alba al tramonto si assiste ad un progressivo accrescimento della zona convettiva del *PBL* (costituita dal *SL*, dal *ML* e dallo strato di *entrainment*). Il limite superiore di tale strato è spesso chiamato *altezza di rimescolamento convettiva* (z_i). Nelle ore notturne, invece, la struttura del *PBL* è molto più complessa e ciò che risulta più evidente è la presenza di uno strato turbolento di origine meccanica presso la superficie terrestre. Tale strato, pur avendo un'individualità minore rispetto allo strato convettivo diurno, è comunque individuabile ed il suo limite superiore, normalmente indicato col simbolo h_m , viene comunque denominato *altezza di rimescolamento meccanica*.

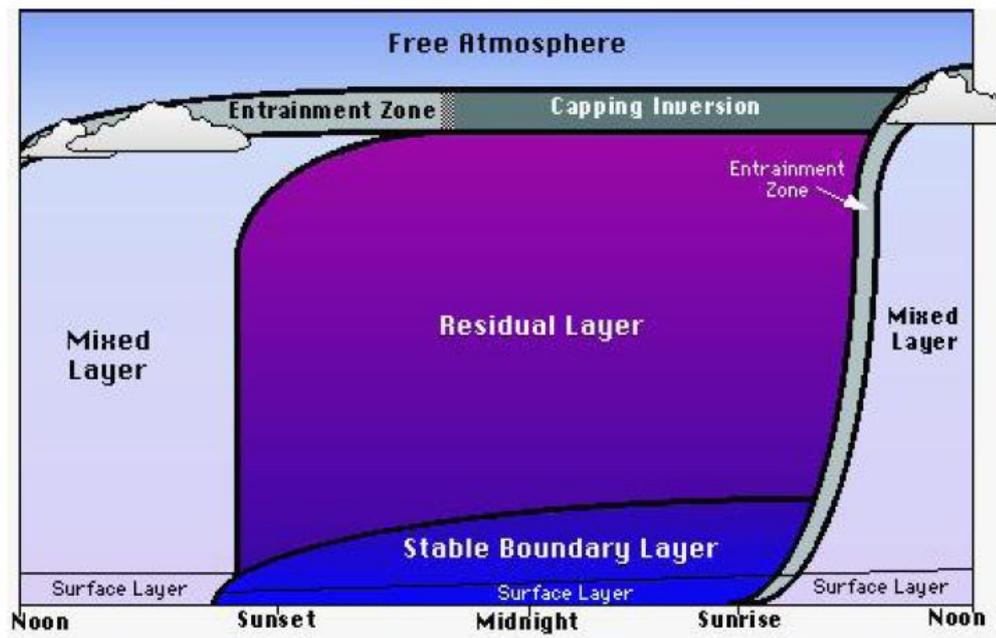


Figura 12. Evoluzione giornaliera tipica del PBL

3. *Sistemi e metodi di misura*

Il Sistema più affidabile e di più largo impiego per la misura delle variabili micrometeorologiche è rappresentato dall'installazione di stazioni micrometeorologiche al suolo. Esse sono generalmente costituite dai seguenti elementi:

- un insieme di strumenti (sensori) in grado di misurare le variabili di interesse, cioè di reagire alla loro variazione, producendo in uscita segnali elettrici di tipo analogico (tensioni o correnti) o digitale;
- un sistema elettronico che gestisce la temporizzazione delle misure (cioè che decide quando realizzare la misura), che opera le trasformazioni delle uscite elettriche dei singoli sensori in modo da produrre una versione analogica della misura, che archivia le misure effettuate in un opportuno archivio accessibile all'utente e che le presenta direttamente all'utente in forma alfanumerica e/o grafica.

I sensori vengono localizzati a differenti quote rispetto al suolo, solitamente sopra pali o torri meteorologiche. La normale altezza di un palo meteorologico è 10 metri, tuttavia esistono anche torri meteorologiche ben più elevate, come per esempio la torre di Bulder in Colorado o di Cabau in Olanda, che superano i 300 metri di altezza. Ovviamente il limite intrinseco a un tale sistema di misura è che si può tenere sotto osservazione solo la micrometeorologia della parte del *PBL* più vicina al suolo.

Un modo differente di operare è quello di impiegare un numero esiguo di sensori meteorologici, sostanzialmente simili a quelli usati in una stazione meteorologica (in pratica ciò che serve per misurare la velocità e direzione del vento, la temperatura ed umidità dell'aria e la pressione barometrica), collegarli ad un sistema ridotto all'essenziale per l'acquisizione temporizzata delle varie misure e per la loro trasmissione via radio e vincolare tutto ciò ad un pallone libero di elevarsi nell'aria. Un sistema di questo genere è una *radiosonda*. Questo sistema di misura è in grado di rilevare il profilo verticale della temperatura dell'aria, dell'umidità e della velocità e direzione del vento ed è anche la maniera standard usata dai Servizi Meteorologici di tutto il mondo per osservare alcune volte al giorno, in ore prestabilite, i profili verticali delle citate variabili meteorologiche. Il problema principale connesso all'adozione di questa tecnica sta non solo nel numero limitato di parametri meteorologici rilevato, ma soprattutto nell'elevato costo delle sonde che inesorabilmente vanno perse ad ogni lancio.

Una variante a questa tecnica di osservazione è quella costituita dalla sostituzione del pallone libero con un piccolo aerostato vincolato al suolo da un cavo. Questo sistema prende il nome di *pallone frenato* e presenta sostanzialmente la medesima dotazione sensoristica di una radiosonda. Il suo impiego, tuttavia, non è privo di problemi pratici. Il primo di essi deriva dal fatto che, essendo vincolato al suolo da un cavo, il pallone frenato non può raggiungere quote elevate; tipicamente la sua quota massima raggiungibile è attorno ai 400-600 metri. Inoltre proprio la presenza di questo cavo determina un costante pericolo per la navigazione aerea, soprattutto per i piccoli aerei e gli elicotteri. Quando poi si opera in condizioni di vento forte, il pallone frenato non solo non può raggiungere quote elevate, ma può anche essere molto rischioso per coloro che lo manovrano.

Nonostante le limitazioni, questi sistemi costituiscono un' interessante maniera per estendere le osservazioni meteorologiche da un numero ridotto di punti di osservazione a ridosso del suolo ad un intero profilo.

Un deciso miglioramento, almeno in termini concettuali, rispetto alla radiosonda ed al pallone frenato è rappresentato dai cosiddetti sistemi di *remote sensing*, una famiglia di sistemi di misura i cui rappresentanti principali sono il SODAR, il RASS ed il WIND PROFILER.

Senza entrare nei dettagli, tali sistemi, stando al suolo, emettono verso l'alto impulsi acustici (SODAR), elettromagnetici (WIND PROFILER) e in modo combinato acustici ed elettromagnetici (RASS) e, subito dopo, si pongono in ricezione per riceverne gli echi di ritorno dall'atmosfera, echi che sono il risultato dell'interazione tra tali impulsi e l'atmosfera stessa. I vari sistemi interpretano questo eco in termini di profilo verticale di alcune delle grandezze meteorologiche di interesse. In particolare il SODAR è in grado di rilevare fino a quote dell'ordine di 500-1000 m il profilo della velocità e della direzione del vento, della deviazione standard delle componenti del vento e anche del parametro di struttura della temperatura, mentre per quanto riguarda il RASS quello che viene rilevato è il profilo verticale della temperatura virtuale. Il WIND PROFILER è il sistema di remote sensing più giovane e promettente. Attualmente da esso si rilevano profili di vento che raggiungono quote ben più elevate di quelle raggiunte dal SODAR, ma in futuro è prevedibile un suo maggior coinvolgimento nella misura di quei parametri importanti per la determinazione dello stato dell'atmosfera.

Ci sono due aspetti interessanti legati a questa famiglia di sistemi.

Il primo è costituito dal fatto che essi possono acquisire i profili verticali delle differenti variabili meteorologiche a cadenze molto ravvicinate (per esempio ogni 15 minuti), mentre l'impiego delle radiosonde è limitato dal tempo necessario per completare il sondaggio (proporzionale alla velocità di salita della sonda che deve essere sufficientemente lenta per contenere i problemi legati alla limitata dinamica dei sensori ed alla massima quota raggiunta) e dai costi elevati della sonda stessa. Il secondo aspetto è legato al fatto che diversi sistemi possono essere accoppiati tra loro: un tipico esempio è l'accoppiamento di un WIND PROFILER con un RASS. In questo caso, l'insieme dei due non solo produce i profili previsti per i singoli sistemi, ma può fornire anche, per esempio, il flusso turbolento verticale di calore sensibile in tutto il *PBL*, cosa che comincia a far intravedere ai micrometeorologi la possibilità che si avveri il sogno di poter misurare direttamente la turbolenza del *PBL*.

Comunque, anche con i sistemi di remote sensing non si riesce a vedere l'intero dominio spaziale di interesse. Il sogno sarebbe ovviamente quello di poter tenere sotto controllo tutto lo spazio di interesse. Un primo passo in questa direzione è costituito dagli aerei per osservazioni meteorologiche. Questa tecnica è stata molto impiegata in varie campagne sperimentali e di fatto è da esse che derivano i pochi dati sperimentali relativi allo stato della parte alta del *PBL*. Le soluzioni tecniche adottate per inserire i sensori meteorologici negli aerei e per evitare le perturbazioni dall'aeromobile sulle misure sono state le più varie e spesso del tutto geniali, tanto che spesso si è riusciti a dotare questi aerei di sensoristica a risposta rapida con cui è stato possibile ottenere una visione chiara della turbolenza in tutte le parti del *PBL*. Ovviamente sistemi di questo genere non consentono un'osservazione continua (come lo consente una stazione meteorologica al suolo o i sistemi di remote sensing) e si limitano ad osservazioni in campagne sperimentali lungo traiettorie spaziali che vanno ad osservare punti interessanti del *PBL*.

Forse il sogno della visione spaziale dei campi meteorologici è vicino grazie al *radar meteorologico*.

Questo sistema, che basa il proprio funzionamento sull'emissione di onde elettromagnetiche, è costruito in modo da consentirgli l'esplorazione di tutto lo spazio circostante il luogo in cui è posto il sensore. Per il momento il suo impiego prevalente è limitato alla determinazione del campo di vento e di pioggia.

Da ultimo non va dimenticato l'apporto dei *satelliti artificiali geostazionari* e polari, che attualmente consentono lo studio sistematico e con una buona risoluzione dell'albedo, della

temperatura radiativa superficiale, del bilancio radiativo superficiale e della copertura nuvolosa.

3.1 Architettura di una stazione meteorologica

La Stazione Meteorologica al suolo è l'archetipo del Sistema di Misura Reale, in cui si individuano gli elementi costitutivi seguenti:

- i *sensori meteorologici*, cioè l'insieme di strumenti specializzati nella misura delle singole variabili meteorologiche;
- il *sistema di acquisizione*, cioè un apparato elettronico automatico (spesso programmabile) che verifica lo stato fisico dei singoli sensori, ne acquisisce periodicamente i segnali di uscita e converte queste letture in un formato numerico;
- il *sistema di elaborazione* che, applicando opportune regole ai valori numerici ottenuti dai singoli sensori (le misure), calcola i principali parametri statistici di interesse micrometeorologico (valori medi, varianze e covarianze) e stima i parametri che non possono essere osservati direttamente;
- un *sistema di archiviazione, trasmissione e presentazione*, che realizza l'archiviazione locale delle misure e delle elaborazioni fatte, che si occupa della trasmissione di tutte le informazioni ottenute ad un eventuale sistema periferico (qualora la stazione sia parte di una rete di sorveglianza) e della presentazione di quanto acquisito ad un utente locale.

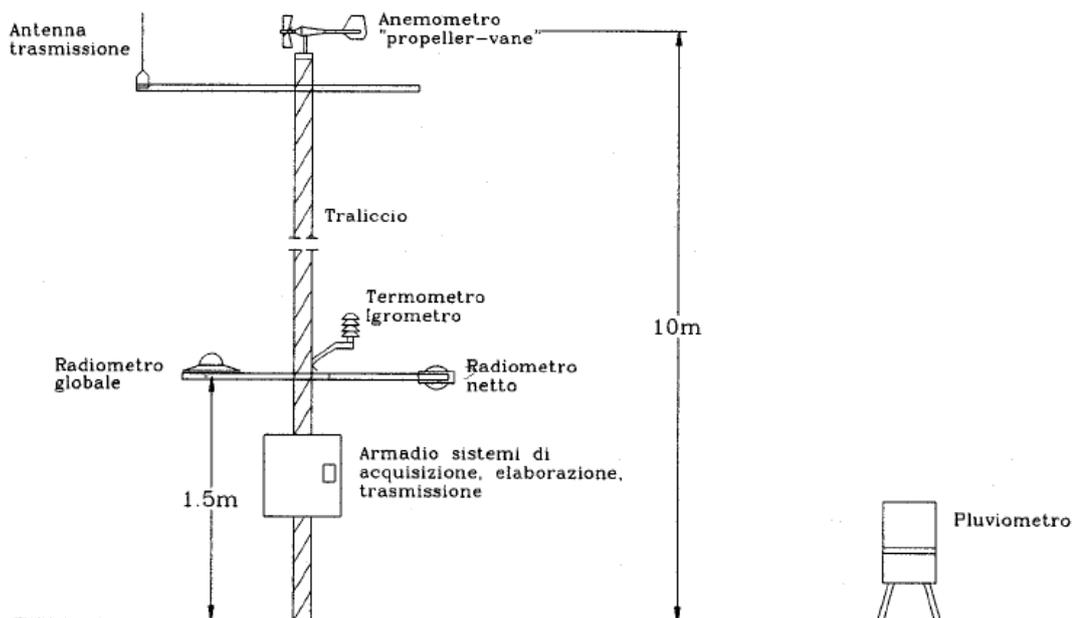


Figura 13. Architettura tipica di una stazione meteorologica al suolo.

L'architettura funzionale di una tipica stazione meteorologica è rappresentata schematicamente nella fig. 15. E' interessante notare come, allo stato attuale della tecnologia, l'acquisizione delle misure, la loro elaborazione, archiviazione, presentazione e trasmissione non siano funzioni fisicamente separate, anche se logicamente lo sono, ma al contrario sono frequentemente localizzate ed integrate (via software o con schede dedicate) in un sistema di calcolo (normalmente un PC anche se di derivazione industriale).

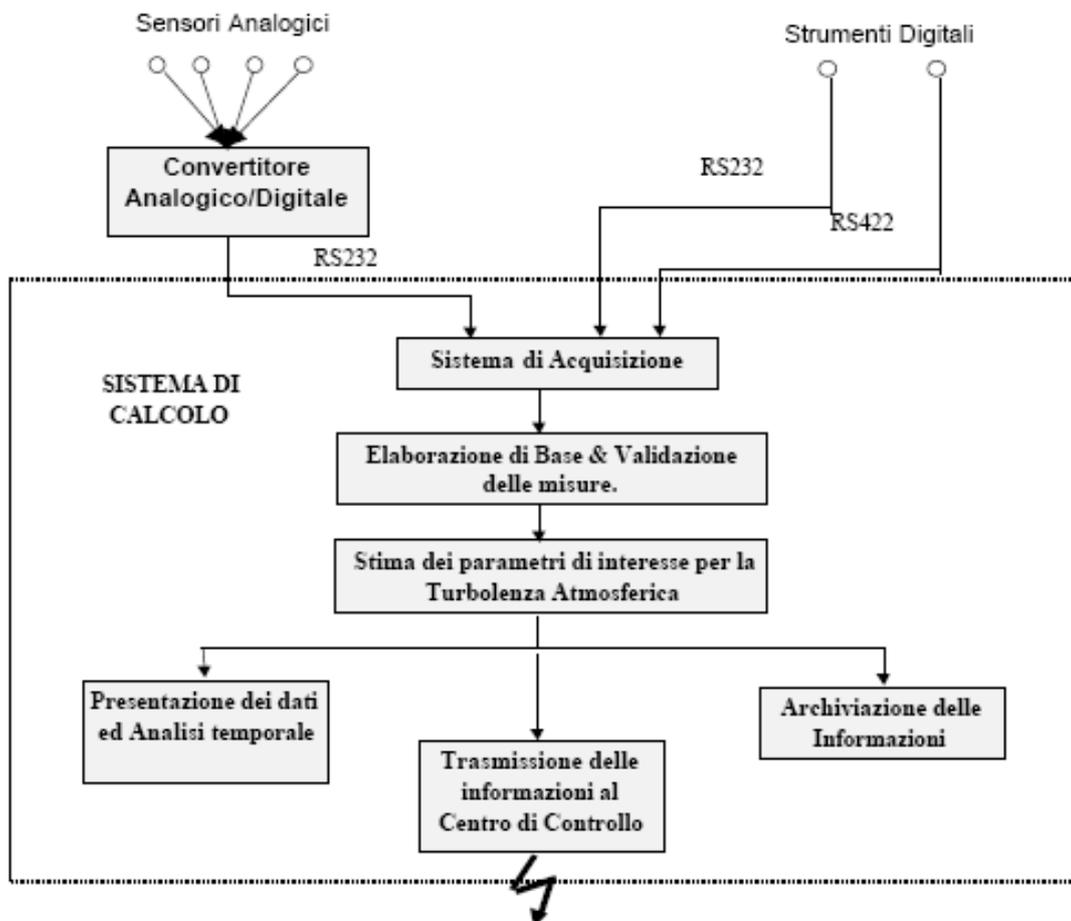


Figura 14. Architettura funzionale di una stazione meteorologica.

3.1.1 La Catena di Misura

Dallo schema funzionale di fig. 17 si vede distintamente l'esistenza di un cammino (sia logico che fisico) che ha inizio dalle variabili meteorologiche di interesse e che termina quando le differenti variabili acquisite vengono convertite in numeri rappresentanti le effettive misure. Questo ovviamente per le variabili osservabili. Tale cammino logico e fisico percorso dalle informazioni primarie nella loro conversione in informazioni meteorologiche prende il nome di Catena di Misura. Si definisce, pertanto, Catena di Misura l'insieme di tutti i

dispositivi (fisici e concettuali) che realizzano la traduzione di una variabile meteorologica da rilevare in una serie storica di numeri, che rappresentano la misura per l'utente. E' evidente che in una stazione meteorologica c'è, almeno concettualmente se non fisicamente, una catena di misura per ogni variabile misurata. Schematicamente, una catena di misura si presenta come indicato in fig. 17. Come si può vedere facilmente, il compito principale di una catena di misura è quello di tradurre la variabile meteorologica di interesse in un numero e questo lo si realizza impiegando, almeno concettualmente, tre elementi principali:

- *trasduttore primario*, che è l'elemento sensibile del sensore meteorologico vero e proprio; normalmente l'uscita del trasduttore primario è già un segnale elettrico (questo non è sempre vero), anche se spesso tale segnale elettrico non è semplice da utilizzare direttamente;
- il *trasduttore secondario*, a volte già integrato nel trasduttore primario, che comunque ha il compito di trasformare l'uscita del trasduttore primario (qualunque essa sia) in un segnale elettrico (normalmente di tensione o di corrente) facilmente trasportabile e leggibile;
- il *convertitore Analogico/Digitale* che ha due compiti fondamentali: il primo è quello di acquisire a tempi prefissati (per esempio ogni secondo), la misura del sensore che a lui afferra, mentre il secondo compito è quello di convertire questo segnale elettrico in un numero reale, codificato in forma digitale.

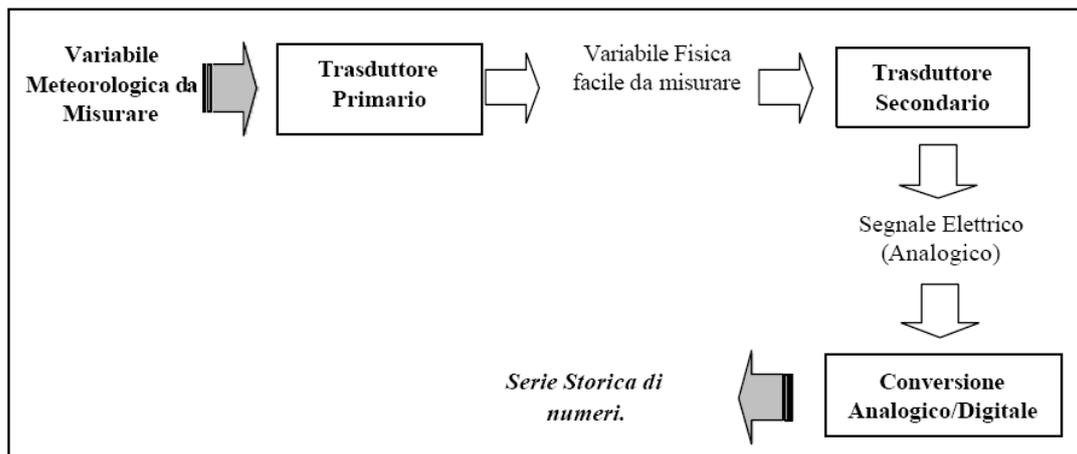


Figura 15. Schema concettuale di una Catena di Misura

3.2 Sensori per le stazioni meteorologiche al suolo

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

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

3.2.1 Misure del vento

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

Per una misura convenzionale di velocità e direzione media della proiezione orizzontale del vettore vento, normalmente vengono impiegati sensori relativamente semplici come l'*anemometro a coppe* (per la misura della velocità del vento orizzontale) e l'*anemometro a banderuola (vane)* (per la misura della direzione di provenienza del vento). Sono sensori molto antichi, completamente meccanici e caratterizzati da inerzie non trascurabili che ne limitano moltissimo l'impiego nelle misure di turbolenza. Per questo è bene che essi vengano impiegati solo per determinare i valori medi di queste grandezze.

Un'alternativa alla coppia anemometro a coppe/vane è costituita da un *anemometro ad elica singola*, che costituisce un metodo robusto, economico ed affidabile di misurare il vento orizzontale con prestazioni, soprattutto dinamiche, molto superiori alla coppia anemometro a coppe/vane. Si noti che, l'attuale maturità tecnologica degli anemometri sonici, ha portato alla realizzazione di anemometri sonici biassiali (con elettronica semplificata per ridurne i costi) che rendono anacronistici sia l'anemometro a coppe che il vane, dato che il costo di questo nuovo sensore (che ovviamente misura sia la velocità che la direzione del vento) è del tutto paragonabile a quello della somma dei due vecchi sensori (a volte addirittura inferiore) a fronte di prestazioni molto maggiori e manutenzione molto ridotta.

Per quanto riguarda le misure di turbolenza (le deviazioni standard delle tre componenti del vento e le covarianze con altre misure meteorologiche veloci, come la temperatura) sono

possibili due sensori. Il primo è il ben noto anemometro *Gill UVW*, strumento meccanico dalla concezione geniale e dalle prestazioni estremamente interessanti che, nei decenni passati, ha costituito lo strumento per eccellenza per la misura della turbolenza atmosferica. Oggi, con la disponibilità degli *anemometri ultrasonici triassiali*, l'importanza del *Gill UVW* si è ridotta di molto. Gli anemometri ultrasonici triassiali, come sarà mostrato nel seguito, hanno anche la possibilità di misurare la temperatura virtuale dell'aria e ciò attribuisce al sonico anche la funzione di sensore di temperatura veloce. Con queste caratteristiche, il sonico è lo strumento principe per la misura non solo del valore medio delle componenti del vento, ma anche della temperatura virtuale dell'aria, delle relative deviazioni standard e delle covarianze tra tutte queste grandezze e quindi, in ultima analisi, del flusso di quantità di moto e di calore sensibile. Dato che praticamente tutti i sonici consentono di acquisire anche segnali esterni provenienti da altri sensori meteorologici veloci, come per esempio segnali di umidità dell'aria, CO₂, ecc., il sonico può in questo caso estendere le proprie capacità alla determinazione dei flussi di altre variabili, come il flusso di calore latente, il flusso di vapor d'acqua e di altri gas per cui siano disponibili sensori veloci.

La presenza del sonico ha consentito lo sviluppo completo di quella tecnica diretta di stima dei parametri caratteristici della turbolenza atmosferica, nota come *Eddy Covariance* di cui si tratterà ampiamente in seguito.

Da ultimo va sottolineata la presenza di un tipo particolare di anemometro, l'*anemometro a filo caldo*, noto da lungo tempo, ma caratterizzato da una notevole complessità di uso e da una intrinseca fragilità. Il suo impiego è sempre stato limitato in laboratorio (galleria a vento), ma l'evoluzione tecnologica, che anche in questo settore ha avuto luogo, ha portato negli ultimi tempi alla realizzazione di sensori adatti alle misure di routine. Attualmente sono disponibili sensori di questo tipo robusti ed affidabili, concepiti non tanto per la misura della turbolenza, quanto per la misura dei parametri medi del vento orizzontale, in diretta concorrenza al sonico bidimensionale nella sostituzione della coppia coppe/vane.

Nei paragrafi seguenti verranno descritti nel dettaglio i diversi tipi di anemometri attualmente impiegati in meteorologia e micrometeorologia. Quelli descritti non sono tutti gli anemometri sviluppati e presenti sul mercato, ma solo quelli più interessanti e più usati nella pratica.

3.2.1.1 Anemometro a coppe

L'anemometro a coppe (*cup anemometer*) è uno dei più antichi anemometri realizzati e sicuramente il più impiegato nelle stazioni meteorologiche convenzionali ed il suo compito è la misura della velocità orizzontale del vento. E' uno strumento robusto, economico, semplice da montare e da mantenere, spesso caratterizzato da una notevole precisione, tuttavia il suo impiego in misure micrometeorologiche presenta alcuni limiti a causa delle proprietà dinamiche che lo caratterizzano. Dal punto di vista geometrico (fig. 18) è costituito da tre o più superfici cave (*coppe*) che normalmente hanno la forma di calotte sferiche o coni, forma che presenta una resistenza aerodinamica diversa a seconda che il flusso d'aria investa la superficie dalla parte concava o convessa. Queste coppe, equidistanti angolarmente una dall'altra, sono collegate rigidamente in modo da formare un equipaggio rotante collegato a cuscinetti che ne permettono il movimento, limitandone gli attriti. Il sistema rigido costituito dalle coppe, in presenza di vento, si pone in rotazione e dalla sua velocità di rotazione si deduce la velocità orizzontale del vento. La velocità di rotazione viene tradotta tipicamente in due modi:

- per mezzo di un *fotoaccoppiatore*, che fornisce in uscita un treno di impulsi con frequenza proporzionale alla velocità di rotazione,
- tramite una dinamo tachimetrica, che in uscita produce una tensione proporzionale alla velocità di rotazione.

In entrambi i casi, la relazione tra la variabile di uscita e la velocità del vento risulta di tipo essenzialmente lineare, con un *offset* in genere non nullo.

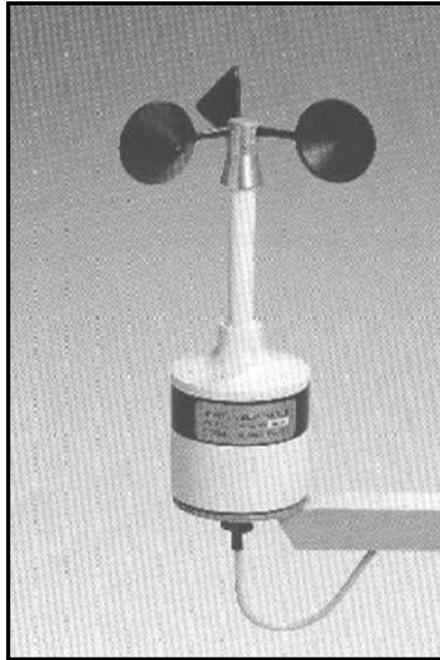


Figura 16. Anemometro a coppe

L'anemometro a coppe ha da sempre costituito un valido supporto nelle misure meteorologiche di routine, tuttavia il suo impiego in misure micrometeorologiche richiede molta prudenza. Due sono gli aspetti importanti da considerare. Il primo si riferisce alla velocità di avvio dell'anemometro. Se la velocità del vento non raggiunge tale soglia, l'anemometro non si pone in movimento e quindi si registra un evento normalmente indicato come *calma di vento*, un chiaro artefatto dovuto all'incapacità del sensore di registrare la variabile di interesse. Ci sono situazioni climatologiche in cui la presenza di calme di vento è estremamente frequente. Perché sia possibile realizzare misure di vento in tali zone è imperativo utilizzare anemometri molto leggeri. Il secondo aspetto si riferisce alla capacità dell'anemometro di realizzare misure di interesse micrometeorologico, in cui è necessario stimare momenti di ordine superiore (varianze e covarianze).

3.2.1.2 Anemometro a banderuola (vane)

Il *vane* è uno strumento per la misura della direzione di provenienza del vento. E' probabilmente il più antico strumento usato in meteorologia ed in virtù della sua semplicità costruttiva, della sua robustezza e del basso costo è tuttora uno degli strumenti più diffusi per la misura della direzione del vento.

Raramente è presente da solo in una postazione di misura, anzi normalmente è collocato assieme ed addirittura integrato con un anemometro a coppe, costituendo un sistema robusto ed economico per la misura del vettore vento, o almeno della sua proiezione orizzontale. Dal punto di vista costruttivo (fig. 19), il *vane* è costituito da un'asta metallica posta in orizzontale, incernierata all'incirca nel suo punto mediano, capace di ruotare nel piano orizzontale e dotata di una "coda" rigida, posta ad uno degli estremi dell'asta e tale da orientare quest'ultima in direzione del flusso d'aria.

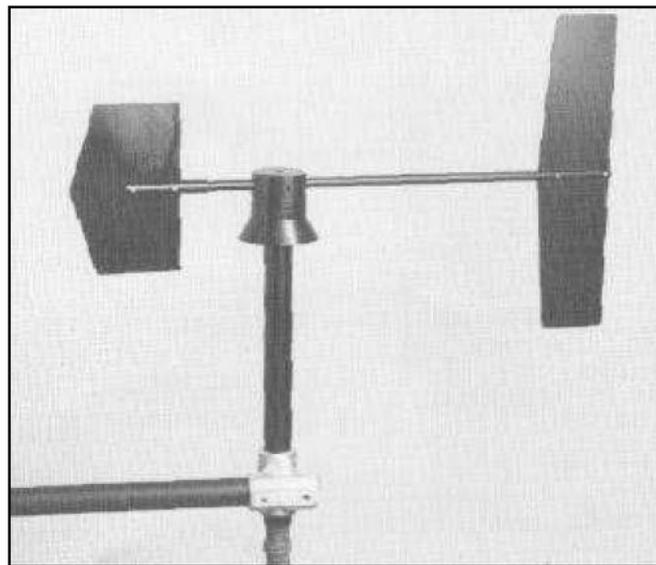


Figura 17. Anemometro a banderuola (*vane*)

L'asta e la coda della banderuola sono realizzate in molte forme differenti. La forma più diffusa per la coda è una coda ad un elemento, a sezione rettangolare oppure a profilo alare simmetrico. Spesso l'asta è congegnata in modo tale che il suo punto di rotazione corrisponda al baricentro meccanico, in modo da non esercitare momenti che, alla lunga, potrebbero provocare usura e perdita di prestazioni del cuscinetto. La trasduzione della direzione parallela alla banderuola è poi operata in vari modi, a seconda dei modelli, anche se il metodo più diffuso è costituito da un potenziometro circolare che varia il valore della propria resistenza elettrica a seconda della posizione della banderuola. Un opportuno circuito elettrico consente di trasformare il valore di resistenza in una tensione elettrica.

La banderuola, di fronte ad una variazione istantanea della direzione del vento, risponde con una risposta oscillante e ciò è consistente con la sua natura di strumento del secondo ordine. Come accade anche nel caso di tutti gli altri strumenti di questo tipo, la banderuola è caratterizzata da una frequenza caratteristica, cioè una frequenza nel segnale di ingresso (la direzione del vento) in corrispondenza della quale le oscillazioni della banderuola aumentano

progressivamente di ampiezza, sino a raggiungere una situazione di equilibrio dominata da altri fenomeni (ad esempio, la resistenza indotta dal flusso medio del vento).

Va notato che, per quanto bassi, gli attriti possono impedire al vane di spostarsi in condizioni di vento basso e pertanto il sensore registra una direzione di provenienza del vento errata. Esiste anche per i vane quindi una *velocità di avvio*, come nel caso degli anemometri a coppe, e spesso è dello stesso ordine di grandezza, rendendo problematico l'uso del vane in siti caratterizzati da venti deboli.

3.2.1.3 Anemometro ad elica (*propeller*)

Nel marzo del 1967 il prof. G.C. Gill e due suoi studenti (J. Bradley e J. Sela) dell'Università del Michigan presentarono al Meeting Annuale dell'American Meteorological Society una memoria che descriveva dettagliatamente un nuovo tipo di anemometro che accompagnerà i pionieri della ricerca micrometeorologica sperimentale. Successivamente, in Gill (1975) viene presentato uno studio dettagliato e puntiglioso su questo tipo di anemometro, fondamentale anche ai giorni nostri, che si basa su una geniale idea di fondo: l'uso di un'elica in sostituzione delle coppe.



Figura 18. Anemometro ad elica monoassiale

La versione più semplice è costituita da un'elica ad n pale calettata su di un albero, la cui velocità di rivoluzione è convertita in una corrente leggibile per mezzo di un opportuno trasduttore (tipicamente una dinamo tachimetrica). Di per sé l'elica misura agevolmente un

vento parallelo al proprio asse di rotazione e questa che può sembrare una limitazione ha stimolato fin dal principio una serie di possibili soluzioni tecniche. La prima soluzione è costituita da un'elica montata sopra un vane che la mantiene parallela alla direzione del vento. Questa soluzione, (fig. 20) è ancora estremamente attuale ed è molto impiegata sia in postazioni di tipo aeronautico che nelle normali postazioni meteorologiche.

La soluzione tecnica più famosa, a tutti nota come *Gill propeller UVW*, è in realtà la soluzione tecnica più logica: il vento è un vettore che può essere decomposto in tre componenti cartesiane ortogonali, quindi era logico costruire un sistema di bracci tra loro perpendicolari (un sistema di riferimento cartesiano ortogonale), uno verticale, gli altri orizzontali, alle cui estremità era posta un'elica che misurava la componente del vettore vento lungo la direzione del singolo braccio (fig. 21). Questo geniale apparato, dotato di eliche molto leggere, ha il merito dello sviluppo della fase pionieristica degli studi micrometeorologici.



Figura 19. Anemometro ad elica triassiale

I vantaggi degli anemometri ad elica sugli anemometri a coppe si possono così riassumere:

- a parità di condizioni di moto e per angoli di attacco sufficientemente lontani dalla regione di stallo, le forze di portanza sono molto superiori a quelle di resistenza e ciò rende possibile costruire anemometri con una risposta spesso più rapida di quanto accada per gli anemometri a coppe;

- se le eliche sono abbastanza leggere, la soglia di attivazione e la prontezza dello strumento sono nettamente migliorate, tanto da permettere l'uso dell'anemometro ad elica (triassiale) come misuratore di turbolenza;
- nel caso particolare degli anemometri ad elica monoassiali, la rotazione dell'elica produce un momento che contribuisce a smorzare le oscillazioni della banderuola, migliorando la risposta dello strumento alle variazioni della direzione del vento.

L'inerzia (spesso piccola) delle parti rotanti agisce sul segnale di ingresso alla stregua di un filtro passabasso. Nelle applicazioni più tradizionali, questa caratteristica non comporta particolari conseguenze. Negli studi sulla turbolenza atmosferica, il filtraggio comporta due effetti: il primo effetto, estremamente benefico, è la diminuzione del rumore strumentale, mentre il secondo, meno positivo, tuttavia di entità ridotta, consiste nella *sottostima* sistematica delle varianze e covarianze.

3.2.1.4 Anemometro ultrasonico

L'anemometro ultrasonico è attualmente lo strumento principe impiegato per lo studio della turbolenza atmosferica e, nella versione più diffusa, non è solo uno strumento per la misura delle componenti del vento, ma anche della temperatura.

Paradossalmente l'idea dell'anemometro ultrasonico non è molto recente, anche se le difficoltà tecniche nella sua costruzione sono state superate solo grazie all'avvento della nuova tecnologia elettronica ed informatica. Il primo uso noto dell'antenato di tale anemometro nella misura della turbolenza atmosferica si riscontra nel famoso Progetto Sperimentale Prairie Grass condotto nella metà degli anni '50. Chi lo ha proposto fu V.E. Suomi dell'Università del Wisconsin. Quasi contemporaneamente, Bovsheverov, Voronov e Gurvich svilupparono all'Università di Mosca nel 1958 un prototipo molto simile di anemometro sonico. Da allora tale strumento si è sviluppato lentamente, interiorizzando le tecnologie elettroniche più attuali, ed è entrato nell'uso comune in micrometeorologia grazie ad un nutrito numero di ricercatori, da cui emerge principalmente Kaimal che ha avuto il merito di portarlo al livello tecnologico attuale.

Attualmente esistono in commercio due classi distinte di anemometri ultrasonici:

- *anemometri monoassiali*, in cui esiste un solo raggruppamento costituito dalle due coppie emettitore/ricevitore posto in verticale. Questi anemometri possono misurare la velocità del vento nella direzione che interessa, ma non la temperatura, non essendovi alcun modo per stimare la componente della velocità del vento normale alla direzione di misura,

pertanto frequentemente a questo anemometro monodimensionale veniva associato un termometro a risposta rapida (normalmente una termocoppia sottile) posto nelle immediate vicinanze del sensore e gestito dalla medesima elettronica. Il sistema così costituito rappresentava un buon metodo per la stima di σ_w , σ_θ e soprattutto della covarianza $w'\theta'$, cioè del flusso turbolento di calore sensibile;

- *anemometri biassiali* di nuova concezione realizzati semplificando drasticamente l'elettronica del signal processing e disegnati per rilevare le due componenti orizzontali del vento e quindi dedicate alla sostituzione della classica coppia anemometro a coppe/vane nella misura standard della velocità e direzione del vento orizzontale;

- *anemometri triassiali*, attualmente i più utilizzati in micrometeorologia e costituiti concettualmente da tre sistemi monoassiali opportunamente organizzati geometricamente. Grazie alla disponibilità della velocità del vento lungo tre direzioni non complanari, risulta sempre possibile calcolare la componente della velocità del vento normale ad uno qualsiasi dei tre assi e dunque si può utilizzare la formula per il calcolo della temperatura, oltre che della velocità. La precisione della misura di temperatura è dell'ordine di 0.01°C e quindi un tale sistema consente di ottenere non solo le componenti medie della velocità del vento e la temperatura virtuale, ma anche e soprattutto le deviazioni standard delle tre componenti del vento e della temperatura, la matrice di varianza e covarianza delle componenti del vento (da cui è immediato dedurre la velocità di frizione) e la covarianza tra componenti del vento e temperatura virtuale, da cui è immediato la determinazione del flusso turbolento di calore sensibile.

Gli anemometri ultrasonici triassiali sono costruiti in una varietà di forme. Alcuni costruttori preferiscono adottare direzioni di misura tra loro ortogonali (fig. 20) e organizzate in maniera tale che il loro montaggio "a sbalzo" rispetto al palo consente di minimizzare gli effetti indesiderati (anche se minimi) dovuti all'effetto di scia prodotto dagli emettitori/ricevitori, mentre altri (fig. 20) hanno adottato direzioni sghembe (ric conducendosi comunque a tre assi ortogonali al momento della restituzione dei valori), più adatti al montaggio verticale.

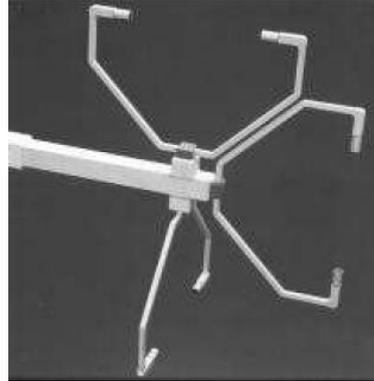


Figura 20. Anemometro sonico triassiale a geometria ortogonale
(Applied Tecnology Inc.)

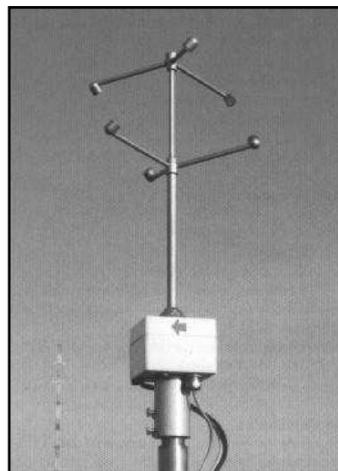


Figura 21. Anemometro sonico a geometria non ortogonale
(METEK GmbH)

Uno dei problemi tecnici affrontati è stato quello di determinare la frequenza di lavoro dell'anemometro sonico. Nelle realizzazioni attuali sia della versione monoassiale che triassiale, perché la differenza tra i tempi di propagazione si possa determinare in modo ripetibile, si è scelta una frequenza ultrasonica (da qui il nome di anemometro ultrasonico) dell'ordine dei 40 kHz. Ciò deriva da alcune considerazioni. La prima è che a tale frequenza il segnale sonico è maggiormente direzionale, con l'indubbio vantaggio di un minore disturbo. La seconda sta nel fatto che la forma d'onda risulta più ripida (la derivata di una funzione armonica nel tempo è proporzionale alla frequenza) e ciò rende più facile la determinazione dei tempi di propagazione. L'unico svantaggio di tale scelta risiede nel fatto che il segnale si smorza tanto più velocemente quanto più alta è la frequenza e quindi la distanza emettitore-ricevitore d deve essere piccola. Ciò si realizza con d dell'ordine dei 15-20 cm, cosa comunque positiva perché riduce il volume di misura e quindi rende la misura sempre più vicina ad una misura puntuale.

Varie sono state e sono le tecniche impiegate per misurare i tempi di percorrenza del suono tra emettitori e ricevitori, misura estremamente delicata, vista l'esiguità degli intervalli temporali da misurare (dell'ordine del μs). Una metodologia molto impiegata per la determinazione del tempo di percorrenza dell'impulso sonoro è la seguente: il generico emettitore emette un pacchetto sonoro costituito da un segnale di base armonico ad una frequenza dell'ordine dei 40 kHz che raggiunge il suo livello di equilibrio dal valore nullo di partenza con un transitorio iniziale relativamente lento che smorza le oscillazioni (dovuto all'inerzia naturale degli emettitori piezoelettrici) e che termina repentinamente con un transitorio finale molto rapido. E' quindi più semplice individuare il fronte di salita del segnale dopo il secondo passaggio per lo zero al ricevitore e quindi misurare il tempo di percorrenza dell'impulso sonoro con un timer (per esempio con frequenza di taglio di 6 MHz).

Va precisato che l'anemometro ultrasonico non è uno strumento adatto a misurare la temperatura media dell'aria, come sottolineato in Kaimal e Finnigan (1994). Quando lo si usa con questo scopo, per ragioni costruttive, la sua precisione è relativamente modesta. Viceversa, nella misura delle fluttuazioni, presenta le sue caratteristiche migliori. Infatti le fluttuazioni della temperatura sonora possono essere ritenute pari alle fluttuazioni di temperatura virtuale, con un errore standard di $\pm 0.01^\circ\text{C}$. Un potenziale problema a cui si può porre rimedio con relativa semplicità è il fatto che a volte si riscontrano degli *spikes* in tutte le misure realizzate dal sonico; ciò deriva da molte ragioni tecniche e molti esemplari commerciali sono dotati di sistemi analogici o digitali per l'individuazione ed eliminazione della maggior parte degli *spikes*. Tuttavia va ricordato che, per come viene determinata la temperatura, *spikes* di entità pressoché trascurabile per le componenti del vento si ingigantiscono nella temperatura, ragion per cui è comunque sempre consigliabile realizzare un ulteriore *despiking* del segnale di temperatura rilevato dal sonico.

Per la stima della temperatura virtuale è necessario tener conto anche del valore delle varie componenti del vento misurato dallo stesso anemometro. Va comunque ricordato che l'influenza dell'anemologia è estremamente ridotta e spesso può essere trascurata, salvo in condizioni di vento molto forte. Comunque tali influenze si estenderanno, almeno in teoria, anche alla stima della varianza della temperatura e delle covarianze con le componenti della velocità del vento.

I vantaggi pratici derivanti dall'uso di anemometri ultrasonici si possono così riassumere:

- misura delle componenti del vento in tutte le direzioni spaziali;

- estrema velocità (alcuni modelli di anemometro ultrasonico permettono frequenze di campionamento dell'ordine di 100Hz);
- capacità di calcolare la temperatura alla stessa velocità delle componenti del vento e quindi di calcolare le correlazioni statistiche tra diverse variabili, che permettono di caratterizzare la turbolenza;
- totale assenza di inerzie, dato che non vi sono parti meccaniche in movimento: l'anemometro ultrasonico è un esempio di strumento di ordine 0.

Per contro, i complessi calcoli di piccolissime differenze di tempi di propagazione rendono pressoché indispensabile ai costruttori l'uso di componenti programmabili: i valori delle misure sono perciò disponibili in forma digitale, cosa del tutto diversa dall'interfaccia analogica usata nel caso degli strumenti di impostazione "tradizionale". Inoltre, la maggior parte dei sonici realizzati consente l'acquisizione dall'esterno di segnali meteorologici analogici (es. segnali di termocoppie, igrometri veloci, ecc.). Una volta acquisiti, tali segnali esterni vengono sincronizzati con le misure proprie del sonico consentendo la determinazione di altri parametri di interesse per la micrometeorologia del *PBL*; se, per esempio si acquisisce un segnale veloce di umidità in questo modo sarà possibile determinare anche i flussi di calore latente ed il flusso di vapor d'acqua (verticali ed orizzontali). Si precisa che l'anemometro sonico insieme all'analizzatore di gas, che misura la densità di anidride carbonica e vapore acqueo, sono strumenti necessari per l'applicazione della tecnica *eddy covariance* (fig. 4.11).



Figura 22. Anemometro sonico e analizzatore di gas

3.2.1.5 Anemometro a filo caldo

L'anemometro a filo caldo, nella sua forma più semplice, è costituito da un filamento molto sottile (2-5 mm) di materiale resistivo (di regola tungsteno, platino, leghe platino-rodio o platino-iridio; nel caso del tungsteno, questo è spesso ricoperto da un film di platino con funzione anticorrosiva), di lunghezza molto piccola (dell'ordine del millimetro), teso tra due supporti e lasciato a contatto con l'aria in movimento.

3.2.2 Misura della temperatura dell'aria

La misura della temperatura dell'aria è una delle misure fisiche e meteorologiche più antiche realizzate e molti sono i tipi di termometro disponibili attualmente. In questa sede vengono presentati solo quei termometri che producono come uscita una variabile di tipo elettrico, requisito indispensabile per un loro inserimento entro la catena di misura di una postazione meteorologica. Per la loro importanza vengono quindi trattate:

- le termocoppie;
- le termoresistenze;
- i termistori.

Ovviamente questi non sono i soli termometri usati in pratica, anche se sono i più comuni. Infatti alcune stazioni sono dotate di IRTS, sensori di temperatura a raggi infrarossi (fig. 4.12), che misurano la temperatura superficiale dalla radiazione infrarossa con un'emissività fissa.

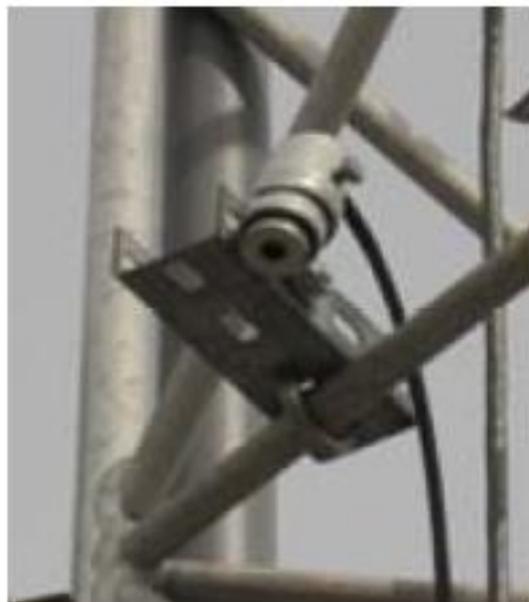


Figura 23. Irts

4.6.2.1 Termocoppie

T.J. Seebeck scoprì nel 1821 un effetto noto come *effetto termoelettrico*, consistente nel fatto che se si collegano tra loro due metalli diversi si stabilizza a cavallo della loro giunzione una forza elettromotrice. L'importanza applicativa di tale effetto la si vede se si considera la situazione illustrata nella fig. 24 in cui sono disegnati due fili di materiale differente (materiali A e B) saldati alle loro estremità C e D (punti di giunzione o giunti). Una tale configurazione prende il nome di *termocoppia*. I due punti di giunzione saranno a due temperature in genere differenti t_C e t_D e se $t_C > t_D$, C è detto giunto caldo e D giunto freddo.

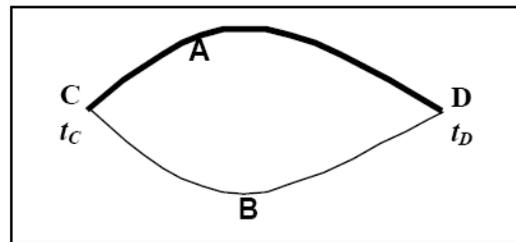


Figura 24. Configurazione base di una termocoppia

Se si considera questa situazione, si ha che:

- se i due metalli sono differenti e se la temperatura dei due giunti è diversa, il circuito costituito dai due fili è sede di una forza elettromotrice e , risultante delle forze elettromotrici che nascono a cavallo delle due giunzioni;
- se i due metalli sono differenti, ma la temperatura ai due giunti è uguale, si sviluppano ancora due forze elettromotrici a cavallo dei due giunti, ma questa volta esse risultano uguali ed opposte e quindi e risulta complessivamente nulla;
- se, infine, i due fili sono dello stesso metallo, ai giunti non si svilupperà alcuna forza elettromotrice, per cui e sarà nulla.

Tutto ciò risulta ancora più chiaro se si considera la fig. 25, in cui uno dei due fili viene interrotto, interponendo un sistema di misura della tensione (idealmente un voltmetro). In questo caso il voltmetro misurerà una differenza di tensione ΔV proporzionale in qualche modo alla differenza di temperatura $\Delta T = t_C - t_D$.

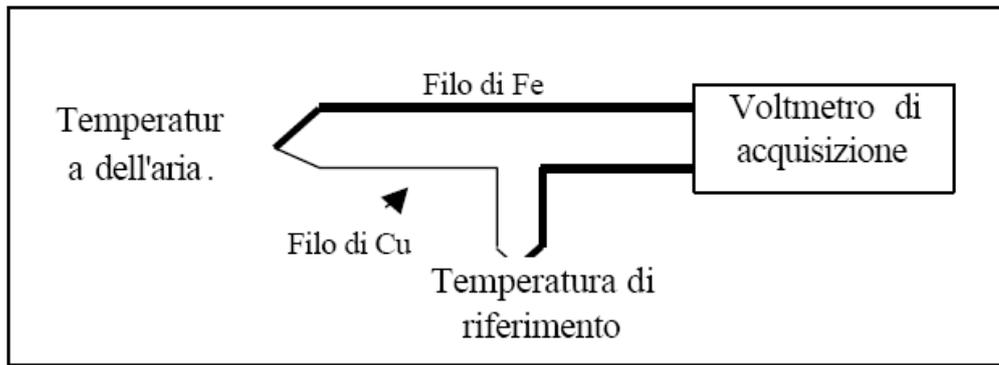


Figura 25. Sistema ideale di misura della tensione generata da una termocoppia

Idealmente si potrebbero considerare tutti i possibili metalli e tutti, combinati in coppia, potrebbero dar luogo a termocoppie, tuttavia, per ragioni tecnologiche e merceologiche, vengono prese in considerazione poche coppie di metalli.

Nell'intervallo di temperatura di interesse meteorologico, si considerano i diversi materiali: rame, ferro, costantana (lega di Cu al 55% e di Ni al 45%), chromel (lega di Ni al 89%, Cr al 9.8%, Fe al 1% e Mn allo 0.2%), alumel (lega di Ni al 94%, Al al 2%, Si al 1%, Fe allo 0.5% e Mn al 2.5%), che danno luogo ai tipi seguenti di termocoppie:

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

In linea di principio, i due giunti potrebbero stare a due temperature qualsiasi, tuttavia la gestione di una termocoppia si semplifica se si pone uno dei due giunti ad una temperatura nota (per esempio a 0°C) e l'altro lo si pone alla temperatura che si vuole misurare. In questo caso, se per esempio si pone il giunto C alla temperatura di riferimento (giunto di riferimento), cambiando la temperatura al giunto D (giunto di misura), si misurerà al voltmetro (fig. 25) una tensione che varierà al variare di t_D .

La relazione matematica che rappresenta la tensione misurata in funzione della differenza tra la temperatura di misura e la temperatura di riferimento prende il nome di curva caratteristica della termocoppia.

Una termocoppia altro non è che l'insieme di due fili di materiale metallico differente saldati ad una estremità (giunto di misura), mentre, l'altra estremità normalmente raggiunge dei morsetti che la collegano elettricamente a cavi elettrici che trasportano il segnale all'acquisitore. Uno dei problemi tecnici più importanti da risolvere è la realizzazione della

giunzione di misura. Per termocoppie destinate a misure lente, può essere sufficiente l'impiego di fermi meccanici di piccole dimensioni. Altri metodi più usati, soprattutto per ridurre le dimensioni della giunzione, sono la saldatura, la brasatura e la micropuntatura. Con queste tecniche si ottengono giunzioni anche estremamente sottili consentendo quindi misure adatte alla determinazione dei parametri della turbolenza del *PBL*.

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

Molta attenzione è necessaria per le termocoppie dedicate alle misure di turbolenza con giunto di misura esposto, dato che esse saranno direttamente esposte all'azione degli agenti atmosferici che ne ridurranno comunque la vita utile. Le termocoppie non vengono esposte direttamente all'aria, ma vengono inserite in appositi contenitori protettivi (*shield*) che ne limitano gli errori di misura derivanti dall'effetto di riscaldamento dovuto alla radiazione solare e terrestre. Tali contenitori sono disponibili in molte forme differenti e vanno a sostituire le antiquate capannine di legno di colore bianco previste dal WMO (World Meteorological Organization), attualmente da evitare. L'azione principale di un buon *shield* è quella di schermare totalmente la radiazione solare diretta ed il più possibile la radiazione infrarossa. Ciò si può ottenere inserendo il sensore entro un contenitore cilindrico circondato da un insieme di piatti sovrapposti e spioventi, forati al centro, che consentono alla superficie esterna del cilindro di non essere colpita direttamente dalla radiazione solare, ma comunque di essere in contatto con l'aria esterna in movimento. Il coperchio superiore non è forato e fa da *tetto* all'intero sistema.

Tutte le superfici esterne dello *shield* devono essere di colore bianco in modo da aumentare il più possibile la riflessione della radiazione. L'aria contenuta entro il cilindro, e quindi a diretto contatto col giunto di misura, scambierà calore con l'esterno soprattutto per

convezione, ma ciò spesso non è sufficiente per eliminare l'errore di lettura dello strumento. Per migliorare lo scambio termico, e quindi per portare la temperatura del sensore la più vicina possibile a quella dell'aria da misurare, spesso si induce all'interno dello *shield* una ventilazione forzata realizzata in modo tale che l'aria venga *aspirata e non soffiata* per evitare un riscaldamento indotto dagli organi che realizzano la ventilazione.

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

3.2.2.1 Termoresistenze

La resistenza elettrica dei materiali conduttori (come per esempio il rame, il tungsteno, il nichel ed il platino) aumenta con l'aumentare della temperatura a cui si trovano. Questa proprietà suggerisce la possibilità di realizzare sensori di temperatura costituiti sostanzialmente da spezzoni di materiale conduttore inseriti come resistenze in appositi circuiti elettrici. In effetti tali sensori presentano una variazione di resistenza elettrica direttamente proporzionale alla variazione della propria temperatura. La relazione matematica

che lega il valore di resistenza elettrica R alla temperatura T prende il nome di curva caratteristica. Tra tutti i metalli citati, il platino è sicuramente il più interessante, soprattutto per la sua relativa stabilità chimica, e in effetti la maggior parte delle termoresistenze (RTD) sono in realtà resistori di platino (PRT).

Nelle applicazioni pratiche più comuni si considera come RTD una resistenza al platino che a 0°C abbia una resistenza elettrica esattamente di $100\ \Omega$. Una termoresistenza di questo tipo prende il nome di $PT100$ ed è costituita da uno spezzone minuscolo di filo di Pt collegato ad un opportuno circuito elettrico capace di rilevare e determinare la sua resistenza che risulta direttamente proporzionale alla *temperatura media* dello spezzone stesso. Dalla conoscenza di R_0 e della curva caratteristica è immediato ottenere il valore della temperatura.

Le RTD più diffuse in meteorologia, come accennato, sono frequentemente costituite da fili di platino (di regola incamiciati in cementi polimerici o ceramici per ritardarne la corrosione e per evitare lesioni meccaniche) di dimensioni calibrate, con la resistenza a 0°C pari a $100\ \Omega$. La scelta di una termoresistenza di Pt deriva dal fatto che essa presenta un'elevata accuratezza ed un comportamento molto stabile nel tempo. In aggiunta, la curva di risposta temperatura/resistenza ha un andamento molto regolare che, per quanto non lineare, si presta molto bene ad una linearizzazione tabellare. La geometria indicata è tipica dei sensori destinati a misure di routine, per i quali la velocità di risposta non è la qualità più importante. Per misure di tipo micrometeorologico, invece, la struttura geometrica del sensore può essere molto varia. Tutte hanno in comune però il fatto di impiegare fili estremamente sottili e di lunghezza estremamente ridotta. Oltre che per ragioni di risposta dinamica del sensore, la riduzione della dimensione fisica del sensore deriva dal fatto che la RTD è sensibile alla temperatura media del sensore stesso: più la dimensione è elevata, meno la misura di temperatura sarà puntuale.

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

A differenza della termocoppia, la termoresistenza non produce un segnale elettrico, ma solo una variazione della propria resistenza elettrica, quindi è necessario inserirla in un circuito elettrico (per esempio un partitore di tensione o un ponte di *Wheatstone*) in modo tale che tale variazione di resistenza si traduca in una variazione di tensione. E' importante ricordare che

entro la resistenza $R(T)$ transita della corrente e quindi nel RTD c'è un autoriscaldamento. Per limitare tale fenomeno, è necessario che la corrente transitante sia la minima possibile.

3.2.2.2 Termistori

I termistori sono dispositivi realizzati per sinterizzazione di materiali semiconduttori quali il germanio ed il silicio, drogati con quantità accuratamente determinate di impurità. Nel caso dei termistori, la resistenza diminuisce in modo estremamente marcato con l'aumentare della temperatura. I termistori, come le termoresistenze, hanno una risposta alle variazioni istantanee di temperatura del primo ordine, almeno entro i limiti di temperatura di interesse per lo studio del PBL .

A differenza delle termoresistenze, i termistori però hanno tempi di risposta di regola piuttosto bassi e dipendenti dalle dimensioni fisiche. Essendo prodotti di sinterizzazione, è possibile realizzarli, almeno in linea di principio, in tutte le forme e le dimensioni volute, anche rivestiti da gusci metallici protettivi di elevata conducibilità termica che favoriscono la rapidità di risposta. Purtroppo, la loro risposta fortemente non lineare (se paragonata a quella delle termoresistenze) e la tendenza dei semiconduttori a variare le proprie caratteristiche nel tempo ne limitano l'accuratezza. A loro vantaggio va senz'altro il costo limitato e la disponibilità in forme e dimensioni adatte ad ogni tipo di applicazioni. Il fatto che le dimensioni possano essere ridotte al minimo, consente a questo tipo di sensore di raggiungere costanti di tempo estremamente ridotte, anche dell'ordine del millisecondo, cosa che permette di realizzare misure di turbolenza e non solo misure medie.

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

Bisogna quindi che la corrente transitante nel termistore sia la più ridotta possibile.

3.2.3 Misura dell'umidità dell'aria

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

Questa suddivisione non è solo imposta da ragioni logiche, ma anche dal fatto che fisicamente le due classi di sensori sono costruttivamente differenti.

3.2.3.1 Igrometri a risposta lenta

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

3.2.3.2 Sensori di tipo elettrico

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

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

- I *sensori di tipo capacitivo* sono costituiti da un condensatore in cui viene interposto tra le due armature un polimero in grado di mutare la propria costante dielettrica al variare della pressione parziale di vapore.

- I sensori attualmente più interessanti sono i *sensori resistivo-capacitivi*. Il principio di funzionamento si basa sul fatto che l'ossido di alluminio o di tantalio, ottenuto per anodizzazione, presenta una struttura porosa. Se questo ossido viene interposto tra due

elettrodi (solitamente costituiti uno dallo stesso alluminio su cui si è prodotto lo strato di ossido e l'altro da un sottilissimo strato di oro), l'insieme che ne risulta cambia la propria resistenza e la propria costante dielettrica in funzione della pressione parziale del vapor d'acqua. Pertanto questo sensore, inserito in un circuito elettrico opportuno, potrà dar luogo ad una tensione misurabile, proporzionale all'umidità relativa (che a sua volta è proporzionale alla tensione di vapore). A differenza però dei sensori puramente resistivi, tali sensori variano contemporaneamente resistenza e capacità e quindi richiedono un circuito di condizionamento più complesso, alimentato generalmente ad audio-frequenza (20kHz).

A parte questo problema, comunque superato dai vari costruttori, tali sensori sono estremamente resistenti, non vengono attaccati dagli agenti atmosferici e non presentano isteresi, sono inoltre abbastanza precisi e veloci e capaci di misurare anche umidità elevate, senza per questo deteriorarsi significativamente.

3.2.3.3 Psicrometri

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

3.2.3.4 Sensori a punto di rugiada

Un metodo alternativo è misurare la *temperatura di rugiada*, cioè quella temperatura a cui la reale quantità di vapor d'acqua presente nell'aria è sufficiente a saturarla. La temperatura di rugiada in un dato ambiente si ottiene misurando la temperatura di una superficie fredda (normalmente uno specchio in contatto con un elemento refrigerante costituito normalmente

da una cella di Peltier) affacciata all'ambiente, al momento in cui su di essa, per effetto dell'abbassamento della temperatura, si forma una goccia d'acqua. La parte più complicata del sistema è quella cui viene affidato il compito di individuare l'istante in cui si forma la goccia per fare in modo che la temperatura dello specchio, una volta raggiunta la temperatura di rugiada, si mantenga tale. A tal fine spesso si illumina perpendicolarmente lo specchio e, nel momento in cui questa si formerà, la luce verrà diffusa e andrà a colpire una cella fotosensibile che produrrà un segnale elettrico con cui regolare l'alimentazione della cella di Peltier in modo da mantenere la temperatura dello specchio costante.

3.2.3.5 Igrometri a risposta veloce

Gli igrometri a risposta veloce hanno come funzione principale non tanto quella di misurare con accuratezza l'umidità dell'aria, quanto piuttosto quella di misurare con accuratezza le fluttuazioni nel tempo di tale variabile. Due sono le possibilità pratiche sfruttate normalmente.

La prima è costituita dall'impiego di psicrometri in cui i termometri siano di piccolo diametro.

Se il ridotto diametro consente al termometro a bulbo secco di raggiungere tempi di risposta molto ridotti, per un termometro identico con bulbo bagnato, la presenza della garza bagnata aumenta il tempo di risposta, raggiungendo valori di circa dieci volte quello del termometro a bulbo secco. Senza dubbio, però, i sensori più impiegati per la misura delle fluttuazioni di umidità si basano sull'assorbimento di radiazione (infrarossa o ultravioletta) da parte del vapor d'acqua.

3.2.3 Misura della pressione atmosferica

L'utilità di un barometro in una rete di monitoraggio non sta tanto nel calcolo della pressione assoluta in un punto, quanto nella possibilità, confrontando letture contemporanee provenienti da punti diversi, di apprezzare i gradienti di pressione atmosferica al suolo. Questi, a loro volta, forniscono indicazioni interessanti sugli spostamenti delle masse d'aria a livello regionale: un fenomeno che non è legato alla turbolenza del *PBL*, ma che permette una miglior comprensione della sua dinamica.

I barometri più diffusi si basano sull'espansione e sulla contrazione di una camera elastica che separa un gas a temperatura campione dall'atmosfera esterna. L'entità della deformazione della camera elastica dipende:

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

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

3.2.4 Misura delle precipitazioni

Per la misura delle precipitazioni, il sensore più utilizzato è il *pluviometro* (fig. 27), costituito da un cilindro metallico di dimensione nota, con il fondo a forma di imbuto, che convoglia l'acqua meteorica raccolta ad un sistema a *cucchiaio basculante* (fig. 26). La *bascula* ha due posizioni di equilibrio stabile e passa da una posizione all'altra ogni volta che uno dei due cucchiai si riempie. Quando arriva alla nuova posizione di equilibrio, un sistema magneto-elettrico (*relé di reed*) emette un impulso di tensione che il sistema di acquisizione deve essere in grado di registrare. Dato che il volume di ciascun cucchiaio è noto, ad ogni impulso corrisponde un volume noto di acqua raccolta dal pluviometro, pari al volume del cucchiaio stesso.

Esistono anche altri tipi di sensore per la misura della precipitazione. Essi sono di tipo elettronico ed hanno la capacità non solo di distinguere tra precipitazioni liquide e solide (neve), ma anche di fornire informazioni sulla densità e dimensione delle idrometeore.

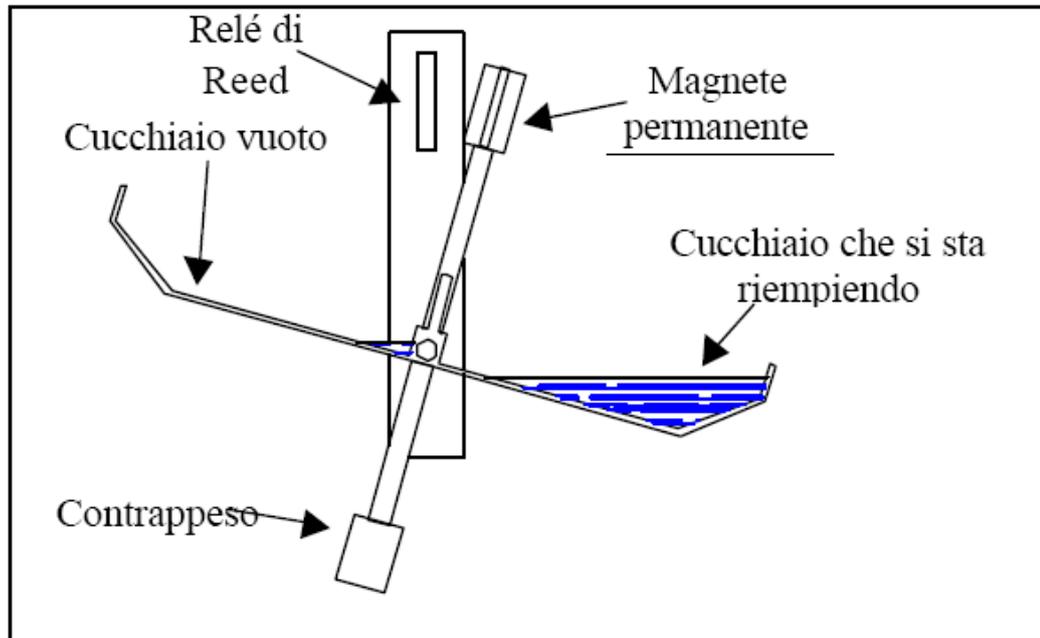


Figura 26. Schema di funzionamento del sistema basculante di un pluviometro



Figura 27. Pluviometro

3.2.5 Misura della radiazione solare e terrestre

Qui di seguito si presenta una breve introduzione ai principali sensori con cui si misura attualmente la radiazione globale e la radiazione netta.

3.2.5.1 Radiazione solare globale

Dato che la radiazione solare viene in parte diffusa dall'atmosfera, la sua misura deve riferirsi alle direzioni di tutto l'emisfero posto superiormente al punto di misura. Lo strumento utilizzato a tal fine è chiamato *radiometro globale* o *piranometro*. I piranometri più usati in Micrometeorologia si possono classificare essenzialmente in due tipi.

Il primo tipo è rappresentato dai *piranometri a termopila*, un esempio dei quali è riportato in fig. 28. L'elemento sensibile è un disco metallico, diviso in settori colorati in modo da assumere diversi albedo (ad esempio, alternativamente bianchi e neri; sono usate anche altre combinazioni di colori). Ogni settore è termicamente collegato al giunto di una termocoppia; i giunti alternativamente caldi e freddi delle termocoppie dei settori, collegati in modo opportuno, forniscono in uscita una tensione (in genere debolissima, trattandosi di una misura di temperatura differenziale, dell'ordine di pochi microvolt) che dipende dalla differenza di temperatura tra i settori, che a sua volta dipende dalla radiazione incidente.

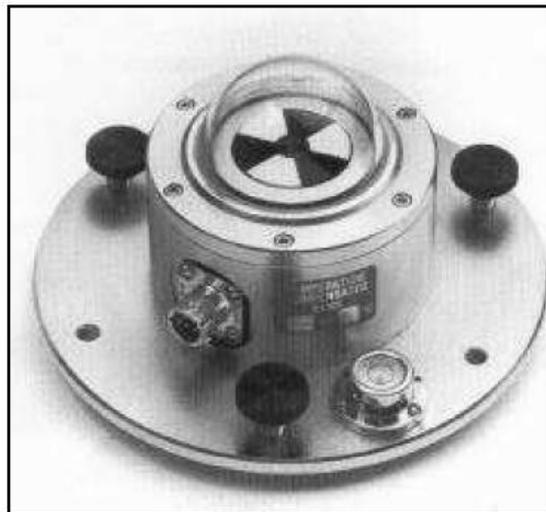


Figura 28. Piranometro a termopila

Il secondo tipo di radiometri è costituito dai *piranometri fotovoltaici*, costituiti da una piastrina di silicio fotosensibile, che reagisce alla radiazione incidente generando una tensione, funzione dell'intensità della radiazione incidente. La piastrina fotosensibile è sormontata da un rivestimento in plastica che serve come protezione e come filtro. Un esempio di piranometro fotovoltaico si può vedere nella fig. 29.

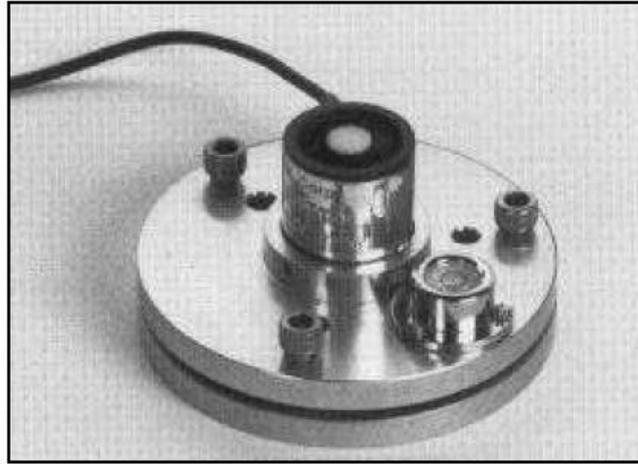


Figura 29. Piranometro fotovoltaico

In generale, per misure di precisione si utilizzano i piranometri a termopila, la cui risposta risulta indipendente dallo spettro della radiazione incidente (che a sua volta dipende dalle polveri sospese, dalla presenza di nubi, eccetera). Nel caso dei piranometri fotovoltaici, la calibrazione è effettuata in condizioni di cielo sereno; la risposta in condizioni di cielo coperto può mostrare *un certo scostamento* rispetto al valore reale della radiazione, a causa di una dipendenza essenziale tra lo spettro della radiazione incidente e l'entità del fenomeno fotovoltaico. A fronte della precisione notevolmente inferiore, il piranometro fotovoltaico presenta alcuni vantaggi rispetto al piranometro a termopila, quali il costo di acquisto notevolmente inferiore e un tempo di risposta limitato a pochi secondi.

Tutti i piranometri, indipendentemente dalle caratteristiche di costruzione, *di notte devono restituire una tensione nulla*. In pratica, questo requisito di base è spesso violato a causa di errori di installazione (lampade sospese sul punto di misura, eccetera) o di problemi strumentali (particolarmente evidenti nel caso dei piranometri fotovoltaici, che possono addirittura restituire tensioni *negative* di notte). Questi problemi possono essere compensati ponendo una grande accuratezza al momento dell'installazione ed agendo con elaborazioni opportune sui dati raccolti.

Una caratteristica fondamentale di un piranometro è la sua risposta al coseno. In effetti se un raggio di luce visibile perpendicolare alla superficie attiva del piranometro determinasse una misura V_0 , allora, se il raggio di luce mantenesse la medesima intensità, ma formasse un angolo q con la normale alla superficie attiva, la misura dovrebbe essere: $V=V_0 \cos(q)$. Se ciò avviene, allora il piranometro presenta una *perfetta risposta cosinusoidale*. I sensori normalmente presentano un'ottima risposta cosinusoidale, tranne nel caso in cui l'angolo q si avvicina a 90° .

Da ultimo vanno fatte alcune precisazioni. Quando si pongono due piranometri, uno affacciato verso l'alto e l'altro rivolto verso il basso, si misurano in questo modo sia la R_g sia l'albedo. Lo strumento così composto prende il nome di *albedometro*. Inoltre, anche se più raro, esiste uno strumento detto *pireliometro* che misura la radiazione solare diretta su di una superficie perpendicolare.

3.2.5.2 Radiazione solare netta

La radiazione netta è la somma algebrica delle radiazioni ad onda corta e ad onda lunga in avvicinamento e in allontanamento dalla superficie terrestre. Per misurare la radiazione netta si usa il *radiometro netto* o *pirradiometro* (fig. 30). In pratica, il radiometro netto è costituito da due piranometri (di solito a termopila) affacciati in direzioni opposte. La principale differenza tra il radiometro netto ed il piranometro sta nel fatto che il radiometro netto, dovendo misurare anche la componente ad onda lunga, deve utilizzare superfici protettive ad essa trasparenti. Di regola, tali superfici sono costituite da polimeri, abbastanza resistenti da proteggere efficacemente gli elementi sensibili. Una soluzione alla quale si ricorre frequentemente consiste nell'adozione di calotte in polietilene, che però sono estremamente fragili e presentano frequenti rotture in esercizio a causa o della grandine o della pioggia molto forte o dell'azione degli uccelli.

Il bilancio della radiazione può essere scritto come:

$$R_n = R_{sin} + R_{sout} + L_{in} + L_{out} \quad (6)$$

dove R_n è la radiazione netta (Wm^{-2}), R_{sin} è la radiazione in entrata a onda corta (Wm^{-2}), R_{sout} è la radiazione in uscita a onda corta (Wm^{-2}), che è collegata alla R_{sin} attraverso l'albedo, L_{in} è la radiazione ad onda lunga entrante (Wm^{-2}) e L_{out} è la radiazione ad onda lunga uscente (Wm^{-2}).



Figura 30. Radiometro netto

3.2.7 Misura del flusso di calore nel suolo

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

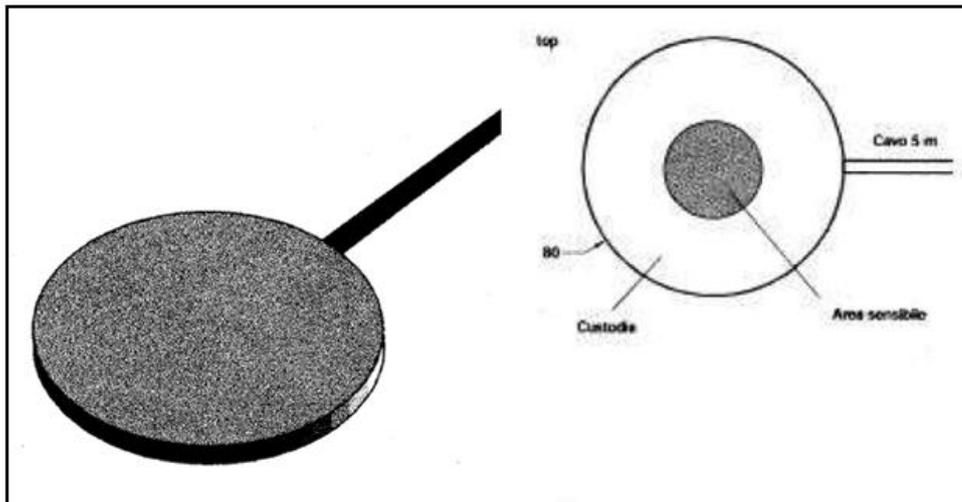


Figura 31. Visione schematica di una piastra di flusso

Quindi il flusso di calore nel suolo viene calcolato sommando il flusso misurato con la piastra ad una profondità (Δz_{soil}) all'energia immagazzinata nello strato al di sopra della piastra. Questo termine viene calcolato in base al calore specifico nel suolo, C_s , e alla variazione di temperatura nel suolo misurata dalle termocoppie, ΔT_{soil} (K), nell'intervallo di tempo Δt .

Il flusso di calore nel suolo è pari a:

$$G = G_{plate} + S_{soil} \quad (7)$$

dove G_{plate} è il flusso misurato dalla piastra (Wm^{-2}) e S_{soil} è il flusso di accumulo (Wm^{-2}) che può essere espresso come:

$$S_{soil} = \frac{\Delta T_{soil}(SMm_v c_w + Q_s c_s)}{\Delta t} \Delta z_{soil} \quad (8)$$

dove ρ_s ($Kg m^{-3}$) è la densità del suolo, c_s ($JKG^{-1}K^{-1}$) è il calore specifico della capacità del suolo, m_w ($Kg m^{-2}$) è la massa d'acqua, c_w ($JKG^{-1}K^{-1}$) è il calore specifico dell'acqua.

3.2.8 Misura dell'umidità del terreno

L'umidità del terreno corrisponde al suo contenuto d'acqua, espresso come percentuale di acqua contenuta in un'unità di massa o di volume del terreno (%) o in forma di potenziale idrico, che rappresenta la pressione con la quale il terreno trattiene l'acqua (bar, Pa).

In relazione al rapporto con le piante, le soglie critiche di umidità sono: l'umidità di saturazione, la capacità di campo e il punto di appassimento.

Durante l'anno le variazioni di umidità dipendono dalle precipitazioni e dalle perdite per evapotraspirazione delle piante.

L'umidità del terreno può essere determinata con metodologie diverse.

a) *Metodo gravimetrico*: i campioni di terreno prelevati (200-500 g) sono prima pesati (peso fresco) e quindi posti in stufa a 105 °C per 24 ore.

$$U = \frac{(P_1 - P_2)}{P_2} * 100 \quad (9)$$

dove U è l'umidità del suolo (%), P_1 è il peso del campione di terreno umido (g), mentre P_2 è il peso del campione di terreno secco (g).

b) *Sonda a neutroni*: si basa sulla proprietà che ha l'idrogeno di rallentare i neutroni.

c) *TDR*: si basa sulla misura della velocità di propagazione dei segnali elettromagnetici per determinare la costante dielettrica del terreno.

3.2.9 Criteri di localizzazione dei sensori

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

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

Dal punto di vista logistico, gran parte della strumentazione ed il contenitore del sistema di acquisizione ed elaborazione dati dovranno essere alloggiati su un palo meteorologico, a differenti altezze, dotato di buone doti di rigidità per evitare che le misure dell'anemometro ultrasonico siano perturbate. Dovrà anche essere possibile poter allineare e livellare i vari

sensori: a tale scopo sarebbe preferibile adottare un *traliccio* di tipo arrampicabile, prevedendo tutte le norme di sicurezza anti-infortunistica previste dalla normativa vigente. La soluzione di collocare tutta la strumentazione su un unico palo ha anche il vantaggio di minimizzare le esigenze di occupazione del suolo.

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

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

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

Il pluviometro è l'unico strumento che normalmente non viene alloggiato sul palo. Infatti nella sua localizzazione si deve tenere conto della necessità di evitare influenze da parte del territorio circostante (ad esempio, presenza di costruzioni, tettoie, alberi, etc.). Vanno infine preferite localizzazioni riparate dal vento. La distanza del pluviometro da strutture ed ostacoli

non deve essere inferiore a 4 volte l'altezza degli stessi. L'imbobatura calibrata del pluviometro deve essere perfettamente orizzontale e ad una quota rispetto al suolo non molto elevata (circa 1 metro), ma sufficiente ad evitare che le gocce di pioggia rimbalzino dal suolo nel pluviometro.

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

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

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

La misura della velocità e della direzione del vento viene effettuata ad una quota che dovrebbe essere scelta in modo tale da prevenire l'interferenza di ostacoli. A titolo indicativo, la quota di 10 m, tipica raccomandazione *WMO*, può continuare ad essere usata, anche se in

realtà non è vincolante. Restano comunque aperti almeno altri due problemi. Intanto la pratica della misura a 10 m potrebbe essere totalmente errata quando nell'area in cui essa viene eseguita ci siano *alberi d'alto fusto*, infatti il punto di misura potrebbe essere entro la *canopy* delle piante e quindi non essere rappresentativo. In questo caso una regola di prima approssimazione potrebbe essere quella di elevare il punto di misura ad una quota di $1.5 \div 2$ volte l'altezza media degli alberi. Poi, la misura del vento in *aree urbane* è di regola molto difficile. Escludendo la misura del vento nei *canyon* (se non per specifiche misure di ricerca volte alla taratura dei modelli di dispersione degli inquinanti all'interno delle aree urbane) è possibile, anche se non completamente consigliabile, operare alla sommità degli edifici. A tal fine conviene:

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

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

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

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

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

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

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

4 Metodo EDDY COVARIANCE

I metodi utilizzati per la stima dei parametri caratteristici della turbolenza del *PBL* sono raggruppabili in due famiglie principali:

- *metodi che operano nel dominio del tempo*, cioè metodi che si basano sui valori medi, sulle varianze e sulle covarianze delle principali variabili meteorologiche;
- *metodi che operano nel dominio delle frequenze (metodi spettrali)*, che invece si basano sull'analisi spettrale dei segnali meteorologici.

In entrambe le famiglie, sono presenti *metodi diretti*, che consentono la stima diretta dei principali parametri di interesse, ed *metodi indiretti*, che viceversa realizzano la stima di questi parametri basandosi prevalentemente sulle relazioni della Teoria della Similarità di Monin-Obukhov e che quindi forniscono stime attendibili solo se vengono rispettate le condizioni per cui risulta valida questa teoria.

Il Metodo delle Correlazioni Turbolente (*Eddy Covariance o Eddy Correlation Method - ECM*) è l'unico metodo nel dominio del tempo che consenta la *determinazione diretta* dei principali parametri che descrivono la turbolenza del *PBL*.

Si tratta infatti di un metodo micrometeorologico per la misurazione di flussi turbolenti nello strato limite interno dell'atmosfera intrapreso da Reynolds. Ma l'applicazione di questo metodo non è stata possibile per molti anni a causa della mancanza di strumentazione. Una delle prime applicazioni è stata fatta nel 1926 da F. J. Scrase, che ha determinato i tre vettori del vento usando rapide misurazioni della velocità e della direzione del vento. Un altro importante punto di partenza teorico per il metodo Eddy Covariance è stato definito da Monin e Obukhov attraverso i principi per il calcolo di gradienti scalari e dei flussi nello strato superficiale. A partire dalla fine degli anni '80, grazie allo sviluppo tecnologico e strumentale, come la messa a punto dell'anemometro sonico e dell'igrometro a risposta veloce per misurare le perturbazioni in frazioni di secondo, e allo sviluppo di algoritmi di calcolo sempre più perfezionati, questo metodo è stato sempre più utilizzato sia nei campi di studio della fisica dell'atmosfera che della biometeorologia ed ecofisiologia vegetale.

La tecnica Eddy Covariance (EC) si basa su un approccio di tipo Euleriano, secondo cui una massa d'aria in movimento è definibile come un fluido di entità continua di cui in ogni momento si conoscono posizione (X) e velocità vettoriale (U) (fig. 32).



Figura 32. Rappresentazione schematica dei flussi turbolenti

La tecnica quindi si basa sull'analisi della turbolenza. Nell'alta atmosfera il moto dell'aria è costante e regolare ed in genere orientato secondo la direzione del vento medio. Man mano che ci si avvicina alla superficie terrestre, a causa dell'attrito e dei gradienti di temperatura, il moto diviene caotico e turbolento. Lo strato in cui avviene la transizione da moto indisturbato a moto turbolento è detto strato limite superficiale o *surface boundary layer*. Le particelle d'aria all'interno di questo strato si muovono in modo vorticoso e nel loro movimento trasportano gas ed energia. Di giorno, all'interfaccia vegetazione atmosfera, grazie a questi vortici che si generano, l'aria calda, umida e povera di anidride carbonica a contatto con le piante è ricambiata con aria più fredda, secca e ricca di anidride carbonica proveniente dall'alto.

Perciò tale tecnica fornisce informazioni sulla massa, sull'energia e sugli scambi di quantità di moto tra l'atmosfera e la vegetazione. Le densità di flusso sono considerate positive per i flussi dalla superficie verso l'atmosfera e negative per flussi contrari.

Il movimento turbolento è governato dalle equazioni di Navier-Stokes. Invece al di sopra dell'*ABL*, in atmosfera libera, la componente media è predominante su quella turbolenta. Il *PBL* non è costante nel tempo, ma cambia la sua altezza, da poche centinaia di metri a 1-2 km, a seconda della superficie e del momento della giornata.

Il *PBL* può essere laminare o turbolento a seconda del valore del numero di Reynolds. Per bassi numeri di Reynolds, lo strato limite è laminare e la velocità orizzontale cambia in modo uniforme; mentre per numeri di Reynolds più elevati, lo strato limite è turbolento.

La tecnica Eddy Covariance si può ritenere un metodo diretto e non distruttivo, affidabile da un punto di vista fisico anche per misure in continuo e di medio-lungo periodo; sono infatti in corso campagne di misura in tutto il mondo che si prolungano da alcuni anni (fig.33). In particolare, si sta sviluppando sempre più una rete globale di torri Eddy Correlation, chiamata FLUXNET, per il monitoraggio continuo dei flussi di massa e di energia. Questa rete globale è suddivisa in reti locali: CarboEuroflux, AmeriFlux, Fluxnet-Canada, China-Flux e AsiaFlux.

Queste reti di monitoraggio quindi utilizzano la tecnica Eddy Covariance, basata sulla misura ad alta frequenza delle fluttuazioni degli scalari (CO_2 , H_2O , etc.) e della componente verticale della velocità del vento, come metodologia standard per la misura dei flussi di massa ed energia degli ecosistemi.

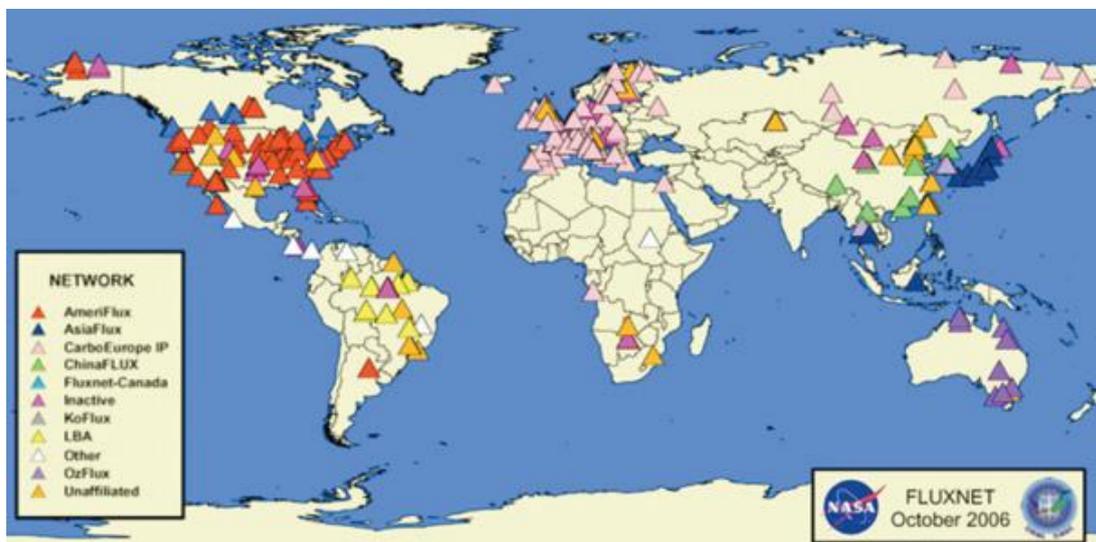


Figura 33. Rete FLUXNET

I vantaggi principali di questa tecnica di misura sono:

- non è una misurazione invasiva, infatti non altera le condizioni ambientali;
- è una misurazione media dei flussi nello spazio riferita ad una determinata area di base (footprint);
- è una misurazione che avviene in continuo (*long-term measurement*).

Come già si è accennato in precedenza, una stazione meteorologica al suolo che consente l'impiego del metodo *ECM* deve essere costituita principalmente dai seguenti sensori:

- un sensore a risposta rapida, che misuri le tre componenti del vento;
- un sensore a risposta veloce che misuri la temperatura (potenziale) dell'aria o meglio la sua temperatura potenziale virtuale.

Normalmente, in una stazione *ECM* il sensore principale è l'anemometro sonico, in grado di misurare le tre componenti del vento e una temperatura dell'aria molto prossima alla temperatura virtuale.

Se si vogliono studiare non solo i flussi di quantità di moto e di calore sensibile (di prevalente interesse sono i flussi verticali), ma anche il flusso verticale di altre grandezze come, ad esempio, il flusso di vapor d'acqua, di CO_2 , di O_3 e di altri gas di interesse agrometeorologico, è necessario introdurre nella stazione *ECM* anche altri sensori (sempre a risposta rapida) in grado di misurare tali grandezze. Inoltre, una stazione *ECM* deve essere dotata di un sistema di interrogazione e di acquisizione delle misure elementari (*polling*) capace di:

- acquisire misure con un *periodo di campionamento* Δt molto ridotto (e quindi con una *frequenza di campionamento* f_m abbastanza elevata). Tipicamente Δt è dell'ordine di 0.1-0.05 secondi e quindi f_m di 10-20 Hz;
- sincronizzare tra loro le misure provenienti dai diversi sensori presenti nella stazione.

Inoltre, questo metodo opera su scale spaziali simili a quelle dell'ecosistema ed è utilizzabile come strumento di validazione sia di misure eco-fisiologiche, sia di modelli descrittivi e previsionali.

Per l'applicazione del metodo *ECM* è necessario collocare la strumentazione in un sito piano e regolare, in cui le linee di corrente del flusso d'aria siano regolari (cioè parallele alla superficie e rettilinee) e misurare in un *periodo di mediazione* T le tre componenti del vettore vento (u , v , w), la temperatura potenziale virtuale q ed una generica variabile scalare F (per esempio l'umidità dell'aria). Si suppone, inoltre che:

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

nella direzione z sia w . In questo sistema di riferimento, *per definizione*, si ha che $v = 0$ e $w = 0$.

Ad ogni istante temporale t , appartenente al periodo di mediazione T , una generica variabile di interesse (u , v , w , q , F) si può considerare come *somma di un valore medio e di una fluttuazione turbolenta*, secondo l'ipotesi di Reynolds. Inoltre, nel periodo di mediazione T saranno disponibili N misure per ciascuna variabile corrispondenti agli istanti temporali $t_0 + \Delta t$, $t_0 + 2\Delta t, \dots, t_0 + N\Delta t$. Ovviamente t_0 è il tempo in cui inizia il periodo di mediazione e $N\Delta t = T$.

4.1 Il sito e la strumentazione utilizzata

I dati utilizzati per il presente studio sono stati raccolti mediante una stazione Eddy Covariance, localizzata nel campo agricolo di Terra Montonata (Pisticci - MT), e gestita dal DIFA (Dipartimento di Ingegneria e Fisica dell'Ambiente) dell'Università degli Studi della Basilicata (fig. 34).

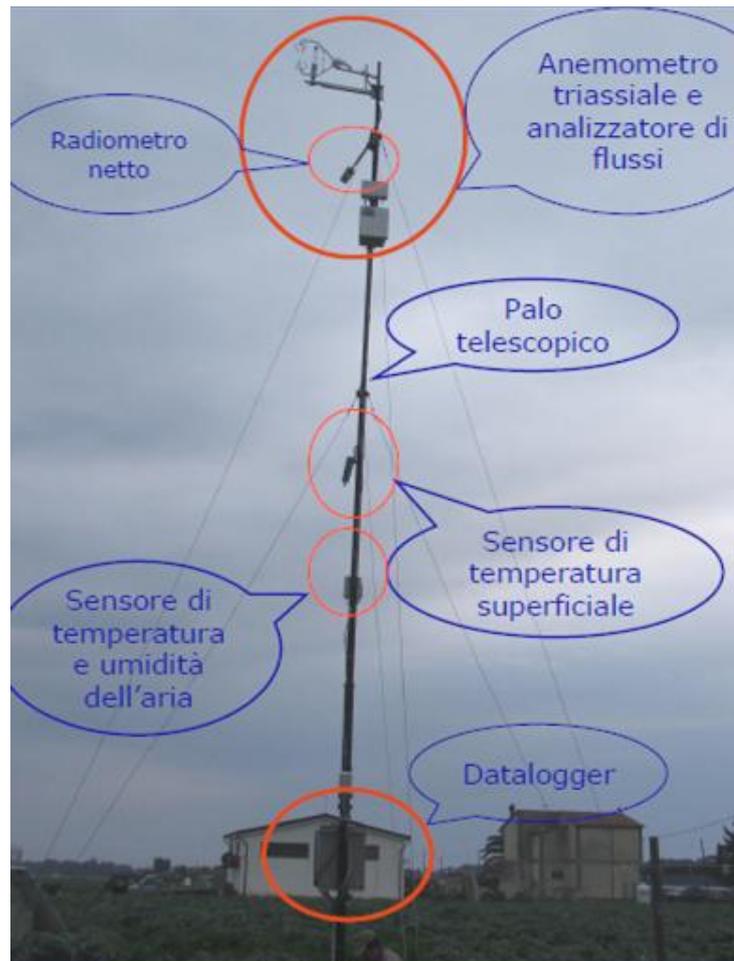


Figura 34. Stazione Eddy Covariance di Terra Montonata (Pisticci-MT)

La tecnica Eddy Covariance misura il flusso di una quantità scalare (calore, massa, quantità di moto) in un punto centrato su uno strumento posizionato a una certa altezza al di sopra della superficie studiata. Affinché le misure rappresentino il flusso da parte della superficie stessa, lo strumento di misura deve essere collocato, in base a quanto esposto precedentemente, all'interno dello strato atmosferico superficiale (*PBL*), in cui il flusso rimane costante con l'altezza. Inoltre, al fine di garantire la correttezza della misura occorre che i flussi vengano misurati su una superficie a copertura vegetale uniforme, evitando la prossimità di ostacoli e perturbazioni orografiche, oltre che di altre fonti di emissione e di assorbimento delle quantità studiate.

La torre è costituita da un palo telescopico di 10 m, all'estremità superiore del quale è installato un anemometro triassiale ad ultrasuoni CSAT3 (Campbell Scientific) per il rilevamento istante per istante della velocità del vento nelle sue tre componenti vettoriali, composto da una testa contenente l'apparato ad ultrasuoni e da un contenitore stagno per l'elettronica di controllo. Collocato alla medesima altezza dell'anemometro sonico vi è l'analizzatore di flussi a circuito aperto LI-COR LI-7500, per la misura della densità di

anidride carbonica e vapore acqueo, composto da una testa contenente l'apparato ad infrarossi e da un contenitore stagno per l'elettronica di controllo (fig. 35).

Il palo telescopico è inoltre equipaggiato con altri strumenti, come il termo-igrometro (fig. 36), per la misurazione della temperatura e dell'umidità dell'aria (Sensore HMP45C completo di schermo antiradiazioni) e la termocoppia a filo sottile FW05 (fig. 35), corredata di cavo di collegamento per datalogger e staffa per il bloccaggio al CSAT3, impiegata per misurare la temperatura dell'aria nel punto in cui l'anemometro sonico misura la velocità del vento.

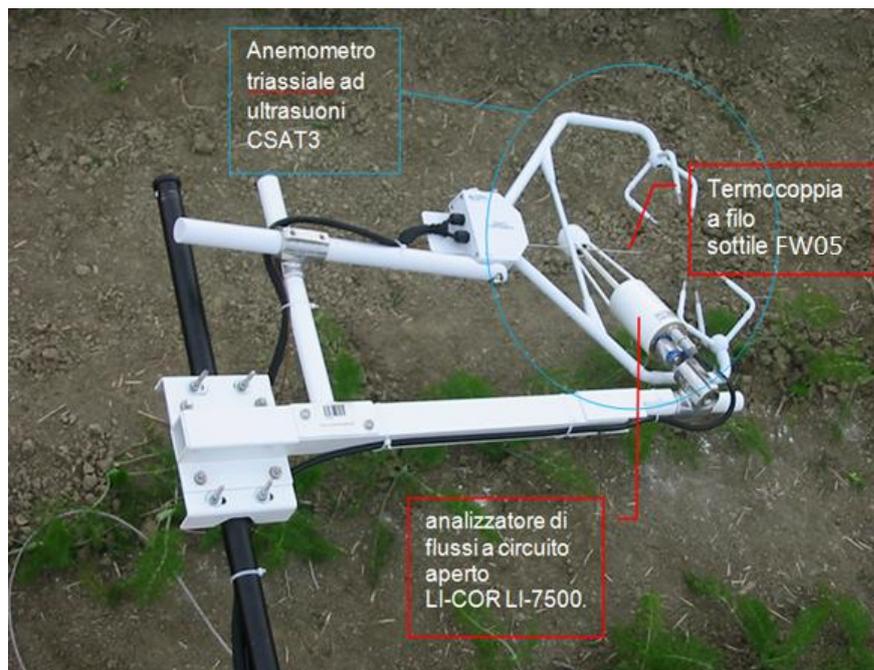


Figura 35. Parte superiore del palo telescopico



Figura 36. Termoigrometro

Sono installati, inoltre, un radiometro netto a termopila (fig. 37), di elevata precisione, con misura separata delle componenti radiative, e un sensore di temperatura superficiale (fig. 38), che funziona a distanza e rileva la radiazione termica emessa dalle superfici.



Figura 37. Radiometro netto a termopila



Figura 38. Sensore di temperatura superficiale

Per la misura del flusso di calore nel suolo, invece, sono impiegate piastre di flusso e termocoppie, inserite ad una profondità variabile tra 2.5 e 8 cm.

L'alimentazione energetica per il funzionamento della strumentazione è fornita da tre pannelli solari da 100 Watt ciascuno, posizionati a circa 20 metri dalla torre.

I dati dall'anemometro sonico e dall'analizzatore ad infrarossi sono raccolti alla frequenza di 20 Hz da un datalogger CR3000 (fig. 39).



Figura 39. Datalogger

4.2 Analisi della significatività del dato eddy

I dati rilevati dalla stazione meteorologica Eddy Covariance di Terra Montonata si riferiscono al periodo 17 giugno - 31 ottobre 2008, periodo in cui il campo era coltivato a carciofi e confinava con un vigneto ed un campo di finocchietto.

Le analisi sono state eseguite sui valori dei flussi misurati ogni 0.05 s, mediando i dati grezzi su un intervallo temporale di 30 minuti.

La correttezza delle misure Eddy Covariance è stata valutata, dopo la necessaria fase di controllo di qualità dei dati (test di stazionarietà, rimozione degli spikes, etc.) in particolare considerando dei termini aggiuntivi legati alla velocità media verticale ovvero le “correzioni di flusso” (Webb et al., 1980), in fase di post-processing, tramite la verifica di chiusura del bilancio energetico.

Le “correzioni di flusso” o “correzioni di Webb” sono principalmente dovute alla presenza del valore nullo della velocità media verticale. Di seguito si riportano le equazioni di correzione del flusso di calore latente e sensibile:

$$\lambda E \left[\text{W m}^{-2} \right] = \lambda (1 + \mu \sigma) \left[\overline{w' \rho_v'} + \frac{\overline{\rho_v}}{T} \overline{w' T'} \right] \quad (10)$$

$$H \left[\text{W m}^{-2} \right] = \overline{C_p \rho_a w' T'} - 0.61 \overline{C_p T} \frac{\lambda E}{\lambda} \quad (11)$$

con

- ✓ $\lambda = 2440 \text{ J g}^{-1}$
- ✓ $\mu = \frac{M_a}{M_v} = \frac{1}{0.622}$
- ✓ $\sigma = \frac{\rho_a \text{ [water vapour density]}}{\rho_v \text{ [mean dry air density]}}$
- ✓ con ρ_v [g m⁻³] misurato, e $\rho_a \approx 1200$ [g m⁻³]
- ✓ $\overline{w' \rho_v'}$, [g m⁻² s⁻¹] misurato
- ✓ $\overline{w' T'}$ [C° m s⁻¹] misurato
- ✓ $C_p = 1 \text{ J g}^{-1} \text{ K}^{-1}$

Dal grafico in fig. 40, realizzato includendo tutti i dati registrati e validati per il periodo in analisi, emerge una sottostima delle componenti turbolente, flusso di calore latente, λE , e flusso di calore sensibile, H , rispetto all'energia disponibile, data dalla differenza tra la radiazione netta che raggiunge la superficie e il flusso di calore nel suolo ($R_n - G$). Ne deriva una non corretta chiusura del bilancio energetico.

In particolare, il coefficiente angolare della retta di regressione è pari a 0.65, il che indica che in media ad un dato valore misurato di energia disponibile corrisponde un valore dei flussi turbolenti pari solo al 65%. Il coefficiente di regressione R^2 , che misura la bontà di adattamento della retta di regressione alla nuvola di punti, è invece in linea con i valori proposti in letteratura ($R^2 = 0.87$).

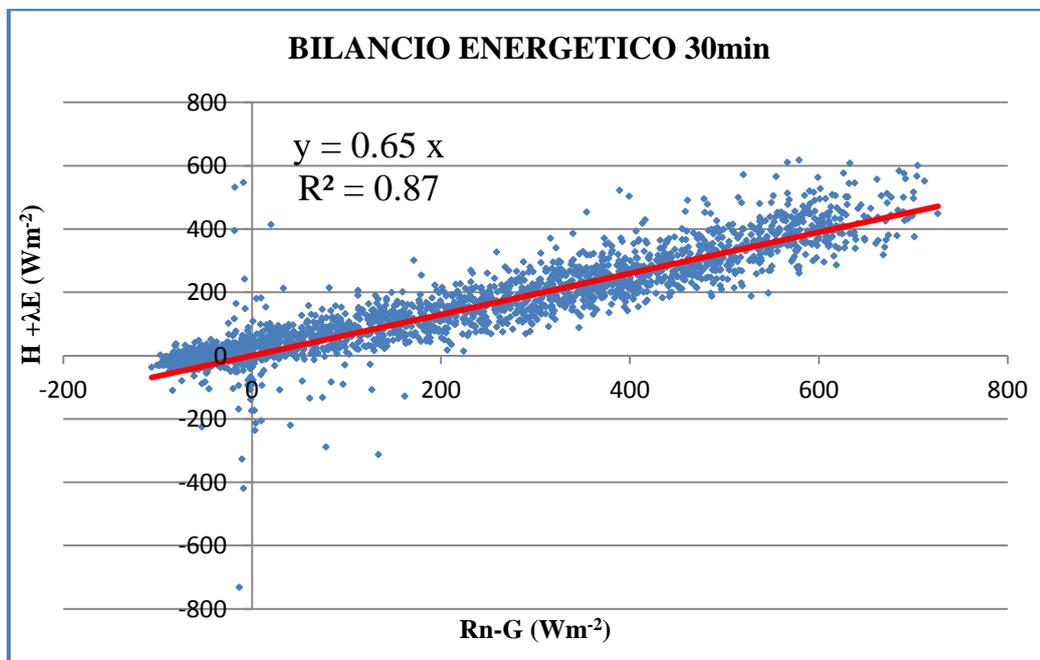


Figura 40. Chiusura del bilancio energetico sull'intero dataset rilevato dalla stazione eddy covariance di Terra Montonata

Si può inoltre osservare dai grafici riportati nelle figg. 41-44 che la chiusura del bilancio energetico è sempre meno precisa passando dai mesi di giugno, luglio e settembre 2008 al mese di ottobre 2008, evidenziando in quest'ultimo caso un deficit nei valori di λE ed H maggiore e quindi una chiusura del bilancio energetico di qualità leggermente inferiore.

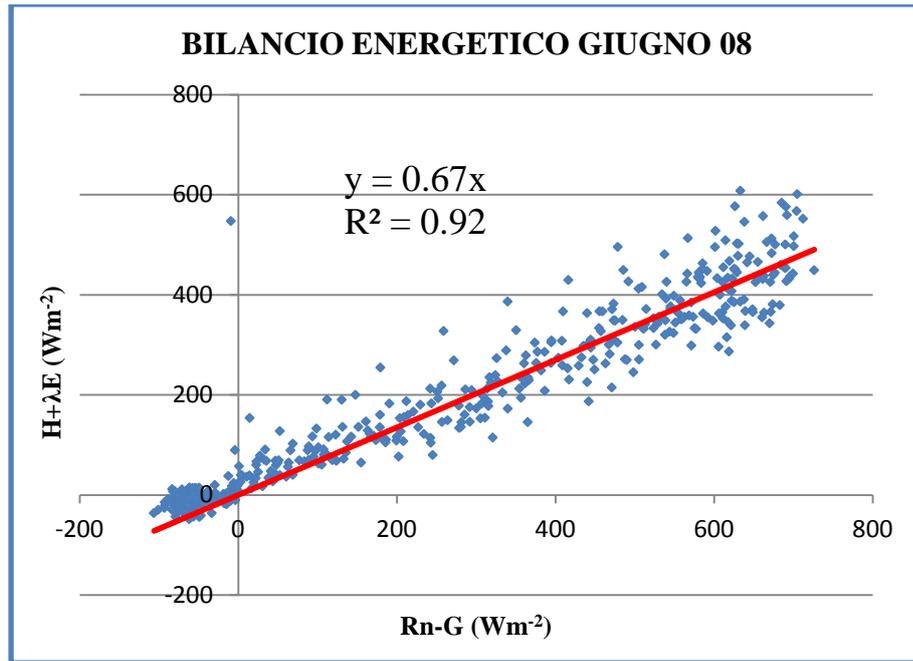


Figura 41. Chiusura del bilancio energetico relativo al mese di Giugno 2008

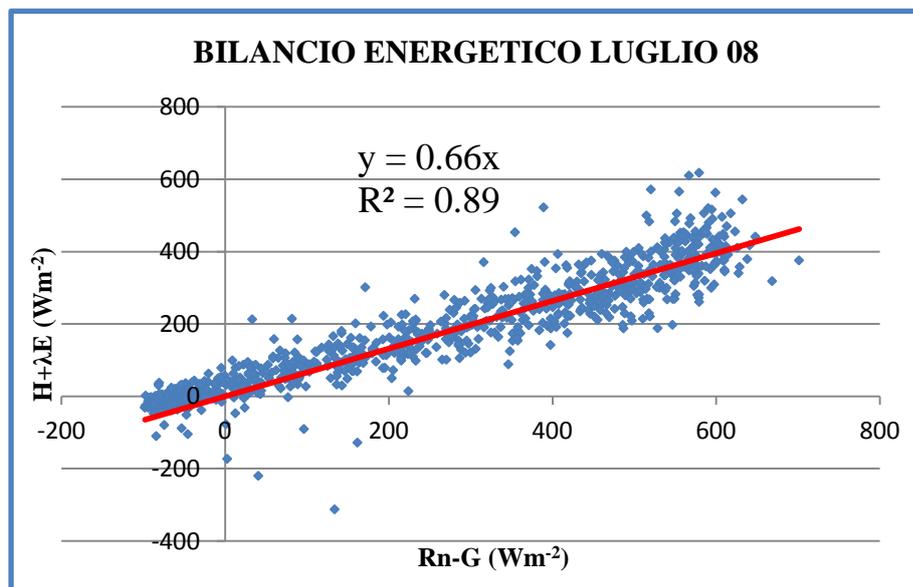


Figura 42. Chiusura del bilancio energetico relativo al mese di Luglio 2008

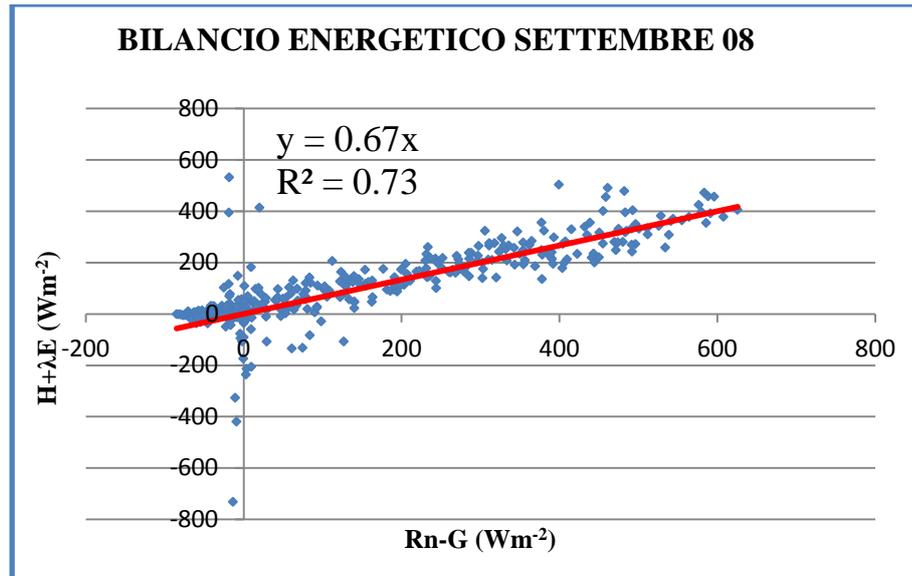


Figura 43. Chiusura del bilancio energetico relativo al mese di Settembre 2008

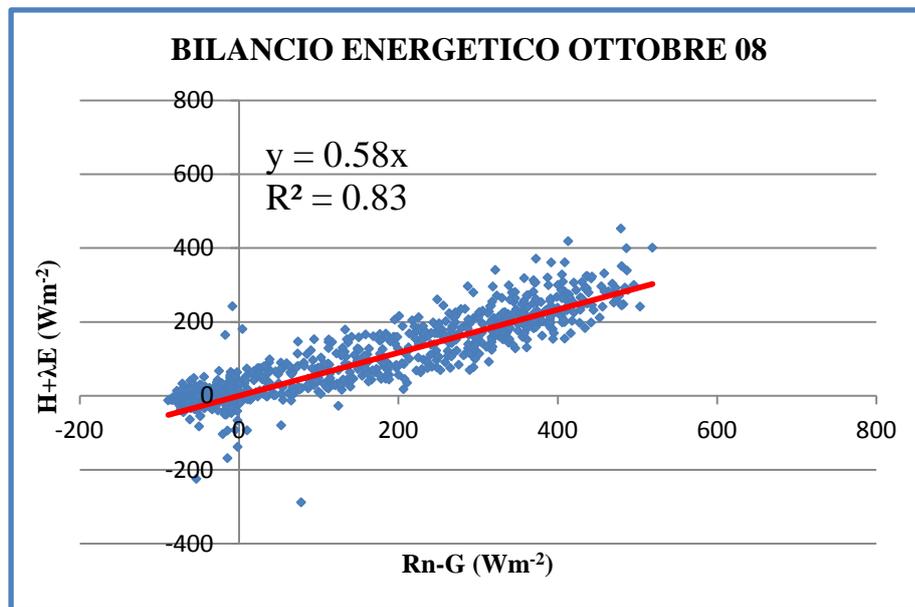


Figura 44. Chiusura del bilancio energetico relativo al mese di Ottobre 2008

4.2.1 Effetto della stabilità/instabilità dell'atmosfera

La stratificazione dello strato limite è definita dalla teoria di Monin-Obukhov ed è caratterizzata dal parametro adimensionale $\zeta = (z-d)/L$, dove z è pari alla somma dell'altezza dello strumento ($h_{str} = 10$ m) e della vegetazione ($h_v = 50$ cm), d è uguale ai 2/3 dell'altezza della vegetazione, h_v , ed L è la lunghezza di Monin-Obukhov, pari a:

$$L = \frac{u_*^3}{k \left(\frac{g}{T} \right) \left(\frac{H}{C_p \rho} \right)} \quad (12)$$

dove u_* (m/s) è la velocità di attrito, k è la costante di Von Karman, pari a 0.4, g (m/s^2) è l'accelerazione di gravità, T ($^\circ\text{C}$) è la temperatura dell'aria, H (Wm^{-2}) è il flusso di calore sensibile, C_p (J/kgK) e ρ (kg/m^3) sono rispettivamente il calore specifico a pressione costante e la densità dell'aria.

Il controllo della qualità dei dati della stazione eddy covariance di Terra Montonata, basato sulla stabilità dell'atmosfera, ha avuto come obiettivo la selezione di un set di dati sperimentali, estrapolato da quello complessivo disponibile, che si potesse considerare affidabile allo scopo di utilizzarlo per le successive applicazioni.

I dati sono stati innanzitutto suddivisi in diurni e notturni, considerando come discriminante la radiazione netta R_n (positiva durante il giorno e negativa durante le ore notturne); successivamente, una volta determinati la lunghezza di Monin-Obukhov e il parametro adimensionale di stabilità ζ , essi sono stati suddivisi ulteriormente in 5 sottogruppi proprio in base a ζ . Il controllo di qualità effettuato sui dati ha portato a scartare una parte delle osservazioni sperimentali, a causa delle condizioni di stabilità dell'atmosfera, incompatibili con l'applicazione della tecnica eddy covariance. Si è quindi proceduto alle successive analisi con un dataset ridotto. In particolare, la percentuale di dati eliminati è riferibile ai periodi notturni, caratterizzati da condizioni di insufficiente rimescolamento turbolento, che non consentono la corretta misurazione dei flussi di calore sensibile e latente.

In accordo con le considerazioni precedenti, è risultato che durante la notte l'85.57% dei dati è caratterizzato da una situazione di stratificazione stabile ($\zeta > 0.1$), mentre durante il giorno soltanto il 2.17% dei dati si differenzia per condizioni di stabilità dell'atmosfera ($\zeta > 0.1$) (vedi Tab. 1).

Inoltre la stabilità dell'atmosfera è stata testata anche mediante il numero di Richardson (R_i), espresso dal rapporto tra la *turbolenza convettiva*, che può essere positiva o negativa a seconda del segno del flusso cinematico di calore $\overline{w'\theta'}$, e la *turbolenza meccanica*, funzione sia del flusso di calore sensibile che del gradiente della velocità del vento:

$$R_i = \frac{\frac{g}{\theta} \left(\overline{w'\theta'} \right)}{\left(\overline{u'w'} \right) \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)} \quad (13)$$

dove:

g è l'accelerazione di gravità (pari a 9.8 m s^{-2});

θ è la temperatura misurata dal termo-igrometro alla quota di 4 metri;

$\overline{w'\theta'}$ è il flusso di calore sensibile, pari a $H/(\rho C_p)$;

$\overline{u'w'}$ è il flusso verticale della componente orizzontale della quantità di moto nello strato superficiale, utilizzato per definire la velocità di attrito u^* , pari a $\sqrt{-\overline{u'w'}}$;

$\frac{\partial \overline{u}}{\partial z}$ è il gradiente della velocità del vento.

L'andamento della velocità del vento in funzione della quota z è descritto con sufficiente accuratezza da una legge esponenziale di tipo sperimentale, definita dalla seguente espressione:

$$U(z) = U_{z_{rif}} \left(\frac{z}{z_{rif}} \right)^\alpha \quad (14)$$

dove:

$U_{z_{rif}}$ è la velocità del vento misurata nelle tre componenti dall'anemometro sonico all'altezza di 10 metri;

z è l'altezza a cui si vuole calcolare la velocità del vento, assunta pari a 4 metri, alla quale è posizionato il termo-igrometro che rileva la temperatura dell'aria;

z_{rif} è l'altezza di riferimento, assunta pari a 10 metri, dove è collocato l'anemometro sonico;

α è l'esponente del profilo di velocità, il cui valore è standardizzato in base alla tipologia del terreno che più frequentemente si può presentare nella realtà; in questo caso è stato considerato pari a 0.16, relativo ad un "terreno agricolo con recinzioni, piccola fattoria, case o albero".

In riferimento ai dati della stazione di Terra Montonata, suddivisi in diurni e notturni, è stato calcolato il numero di Richardson, allo scopo di verificare che i dati corrispondenti alle condizioni di stabilità atmosferica fossero effettivamente da scartare, in quanto corrispondenti anche a condizioni di flusso non turbolento. Come si può osservare in Tab. 1, il 51.45% dei dati totali notturni, corrispondenti alle condizioni di stabilità atmosferica, e lo 0.15% dei dati totali notturni, corrispondenti alle condizioni di neutralità, presentano $R_i > R_{ic}$, dove $R_{ic} \sim 0.2$ è il numero di Richardson critico, superato il quale le condizioni del *PBL* non sono più turbolente e i flussi di calore latente e sensibile risultano sottostimati. Durante il giorno, invece, come atteso, questa situazione di flusso laminare non è presente in modo prevalente,

ma al contrario solo lo 0.15% dei dati totali diurni, corrispondenti alle condizioni di stabilità, presenta $R_i > R_{ic}$.

| Giorno | | N° dati | % dati | $R_i > R_{ic}$ | % dati |
|----------------------|----------------------|----------------|---------------|-------------------------------------|---------------|
| $\zeta < -1$ | fortemente instabile | 1075 | 80.46 | 0 | |
| $-1 < \zeta < -0.1$ | debolmente instabile | 213 | 15.94 | 0 | |
| $-0.1 < \zeta < 0,1$ | neutralità | 19 | 1.42 | 0 | |
| $0.1 < \zeta < 1$ | debolmente stabile | 16 | 1.2 | 0 | |
| $\zeta > 1$ | fortemente stabile | 13 | 0.97 | 2 | 0.17 |
| | n° tot dati | 1336 | | | 0.17 |
| Notte | | N° dati | % dati | $R_i > R_{ic}$ | % dati |
| $\zeta < -1$ | fortemente instabile | 93 | 6.78 | 0 | |
| $-1 < \zeta < -0.1$ | debolmente instabile | 70 | 5.1 | 0 | |
| $-0,1 < \zeta < 0.1$ | neutralità | 35 | 2.55 | 2 | 0.15 |
| $0.1 < \zeta < 1$ | debolmente stabile | 200 | 14.58 | 58 | 4.22 |
| $\zeta > 1$ | fortemente stabile | 974 | 70.99 | 648 | 47.23 |
| | n° tot dati | 1372 | | | 51.6 |

Tabella 1. Condizioni di stabilità/instabilità dell'atmosfera per i dati diurni e notturni

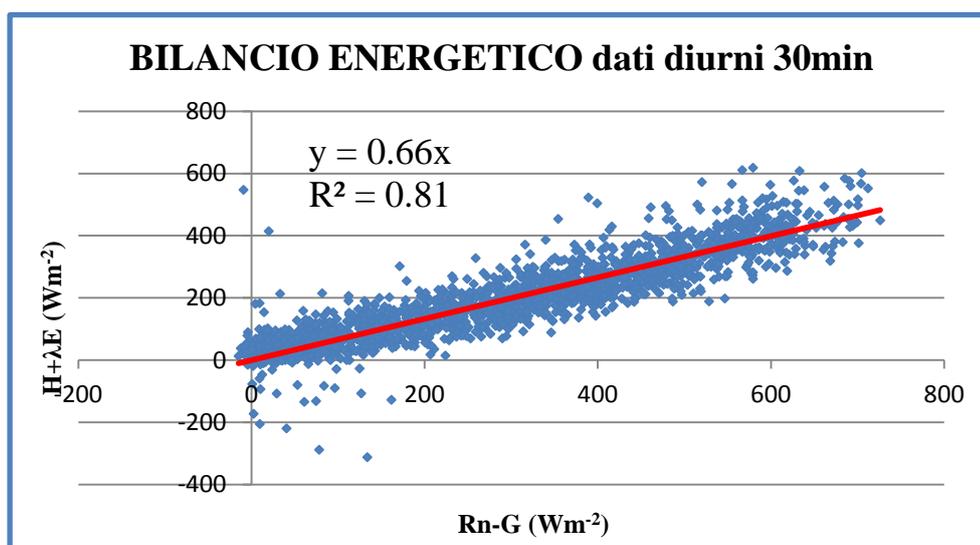


Figura 45. Chiusura del bilancio energetico in riferimento ai soli dati diurni

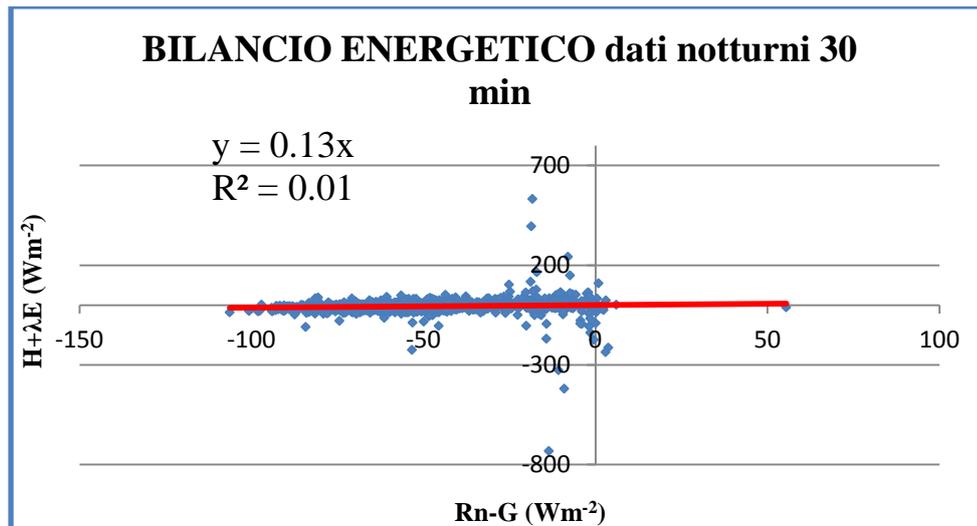


Figura 46. Chiusura del bilancio energetico in riferimento ai soli dati notturni

4.2.2 Chiusura del bilancio energetico: effetto dell'aggregazione temporale dei dati

Un altro aspetto da considerare, che può portare ad un miglioramento nella chiusura del bilancio energetico, è l'aggregazione temporale dei dati. In effetti se il periodo di aggregazione è sufficientemente lungo, ad esempio diverse ore, si può avere un cospicuo incremento nella chiusura del bilancio; al contrario, se il periodo di aggregazione è di 30 minuti o di 1 o 2 ore, non si evidenziano effetti nella chiusura. Questi risultati sono confermati sia dalle analisi effettuate sui dati diurni che da quelle condotte su tutto il dataset rilevato dalla stazione di Terra Montonata.

I dati sono disponibili ogni 30 minuti e sono stati aggregati a diverse scale temporali. Nella fig. 47 si mostrano i dati aggregati a 24 ore: la retta di regressione lineare, $y = 0.81x$ con $R^2 = 0.81$, subisce una considerevole variazione rispetto a quella ottenuta con i dati aggregati a 30 minuti (fig. 40), pari a $y = 0.65x$ con $R^2 = 0.87$, con un incremento del coefficiente angolare e quindi un miglioramento della chiusura del bilancio.

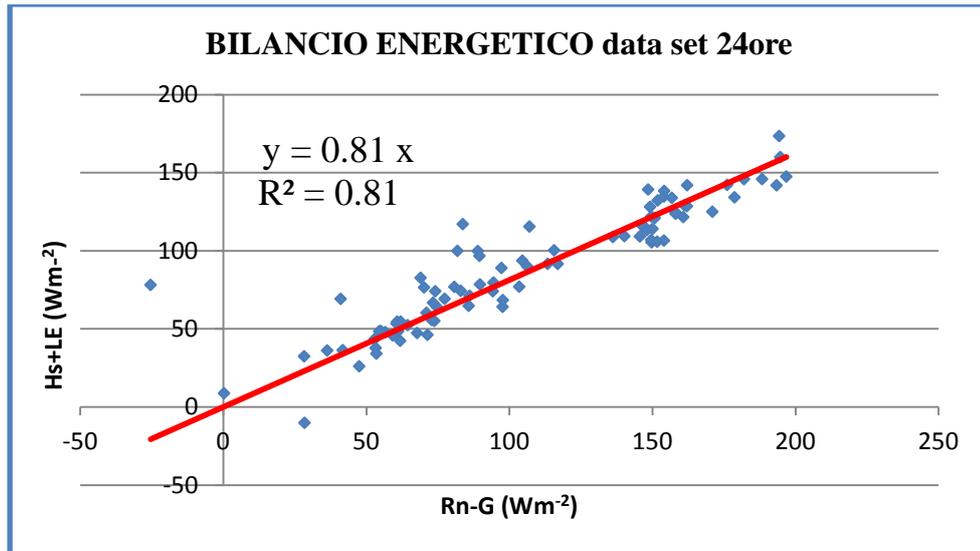


Figura 47. Chiusura del bilancio energetico in riferimento ad un periodo di aggregazione dei dati di 24 ore

Le stesse considerazioni possono essere fatte per i risultati ottenuti dalle analisi effettuate con i soli dati diurni. Infatti, se il periodo di aggregazione è corrispondente a tutte le ore diurne, la retta di regressione lineare, pari a $y = 0.68x$ con $R^2 = 0.84$, presenta una chiusura del bilancio energetico leggermente migliore rispetto a quella ottenuta con i dati aggregati a 30 minuti, per i quali si ottiene $y = 0.66x$ con $R^2 = 0.81$ (figg. 48 e 49).

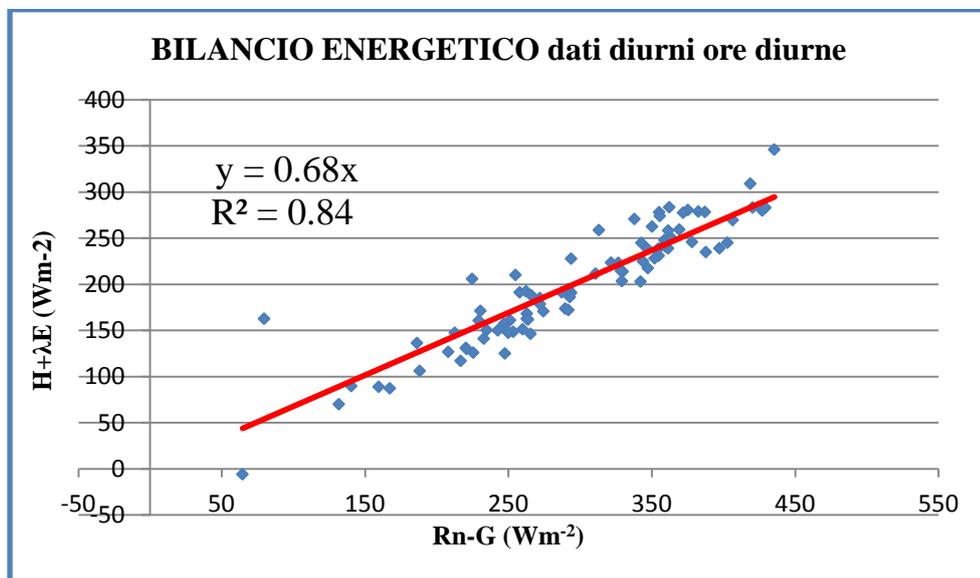


Figura 48. Chiusura del bilancio energetico in riferimento ai soli dati diurni aggregati a 24 ore

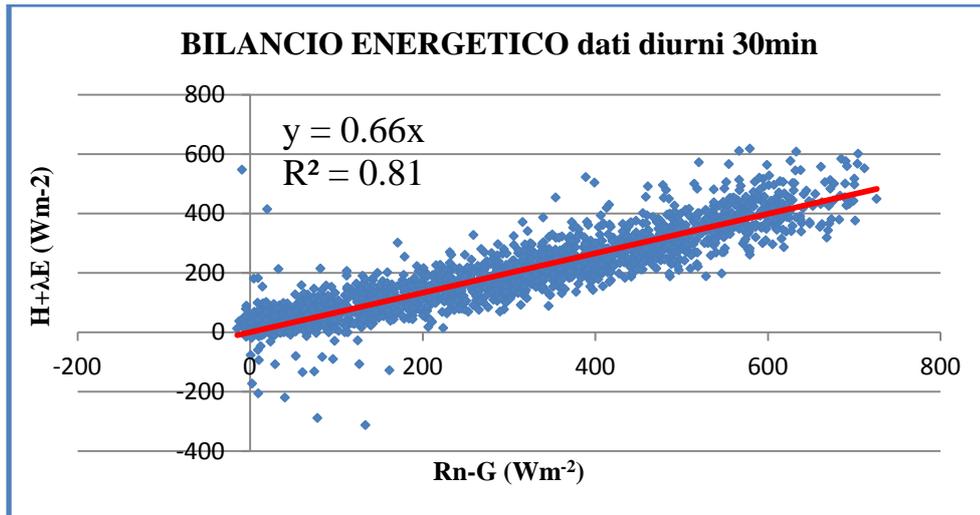


Figura 49. Chiusura del bilancio energetico in riferimento ai soli dati diurni aggregati a 30 minuti

4.2.3 Chiusura del bilancio energetico: effetto della direzione del vento

Un parametro fondamentale per la valutazione della chiusura del bilancio energetico è la direzione dei venti. Allo scopo di valutarne l'influenza, sono stati prodotti i grafici di frequenza della direzione dei venti relativi a ciascun mese del periodo di osservazione. Le frequenze sono state calcolate dividendo l'angolo giro in settori di 10° , contando il numero delle misurazioni che ricadono in ciascuno di essi e dividendole per il numero totale delle osservazioni. Si può osservare, dai diagrammi (figg. 50-52) che la direzione di massima frequenza della velocità del vento, nei mesi analizzati, è compresa tra 0° e 90° .

Si può osservare, dai diagrammi (figg. 53-55) e dalla Tab. 2, che la chiusura del bilancio energetico risulta migliorare, seppur lievemente, se calcolata nella direzione di massima frequenza della velocità del vento.

E' da precisare che il dataset preso in considerazione è relativo alle date in cui si ha instabilità atmosferica, quindi in corrispondenza delle quali si ha una migliore chiusura del bilancio energetico.

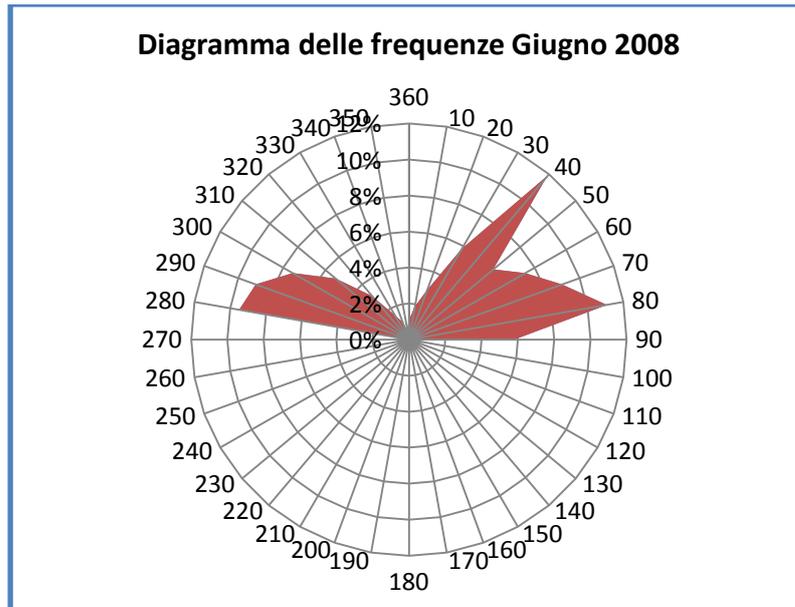


Figura 50. Diagramma delle frequenze dei venti (Giugno 2008)

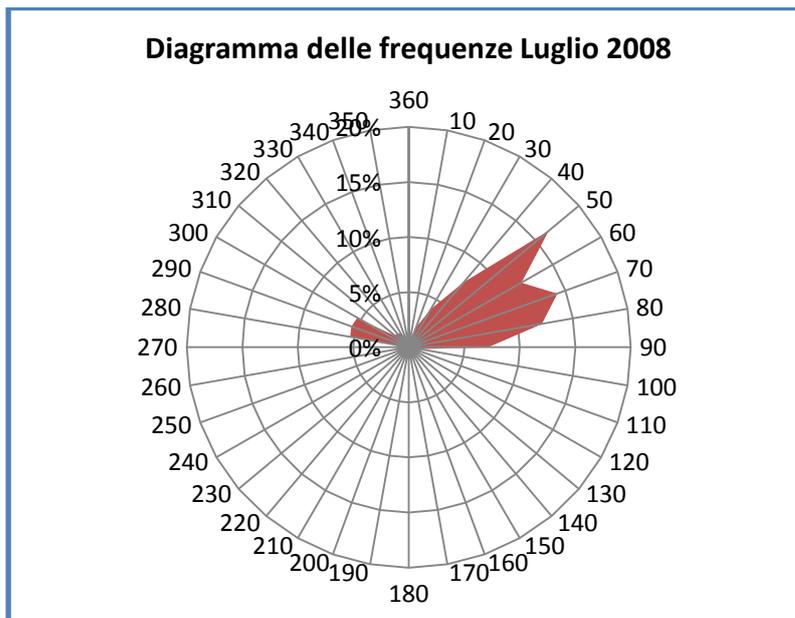


Figura 51. Diagramma delle frequenze dei venti (Luglio 2008)

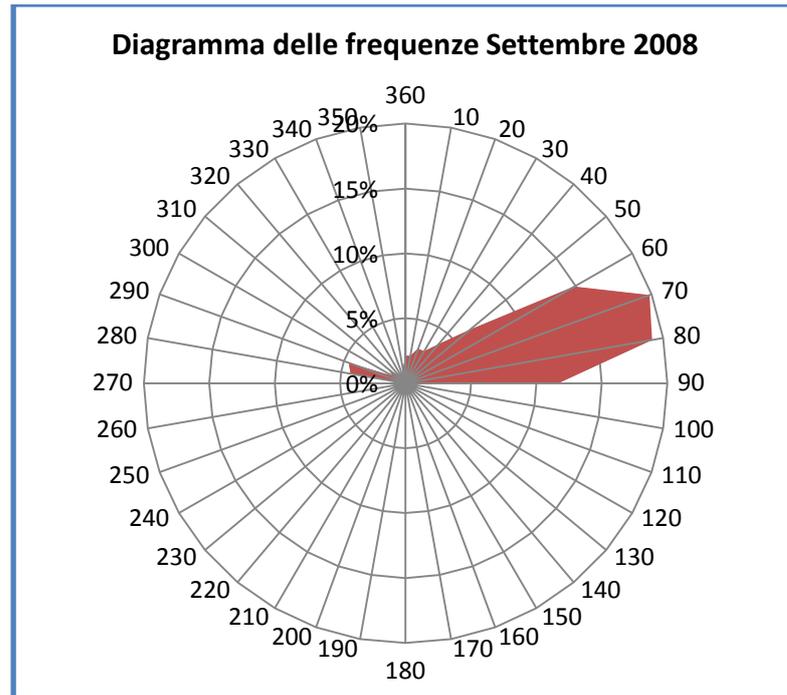


Figura 52. Diagramma delle frequenze dei venti (Settembre 2008)

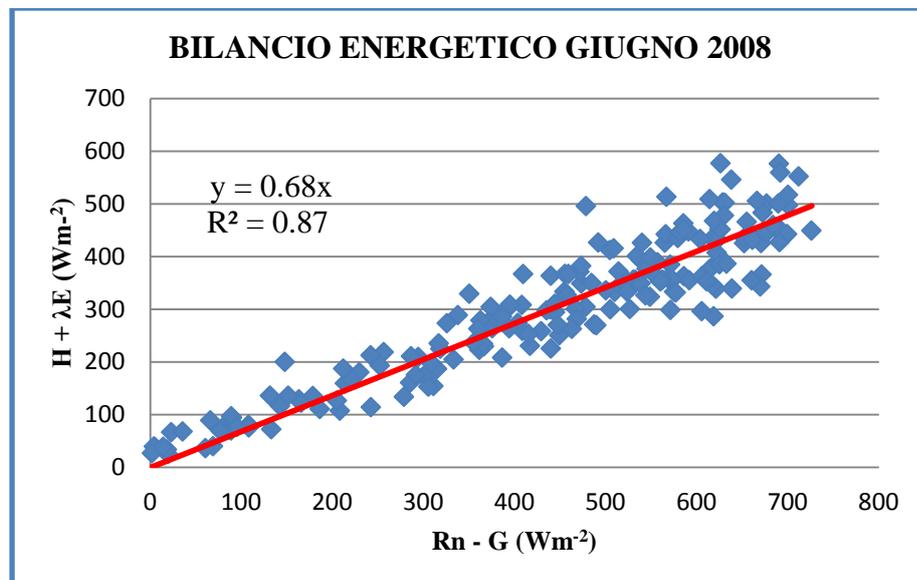


Figura 53. Chiusura del bilancio energetico relativo al mese di giugno 2008 nella direzione di massima frequenza della velocità del vento (DD 0-90°)

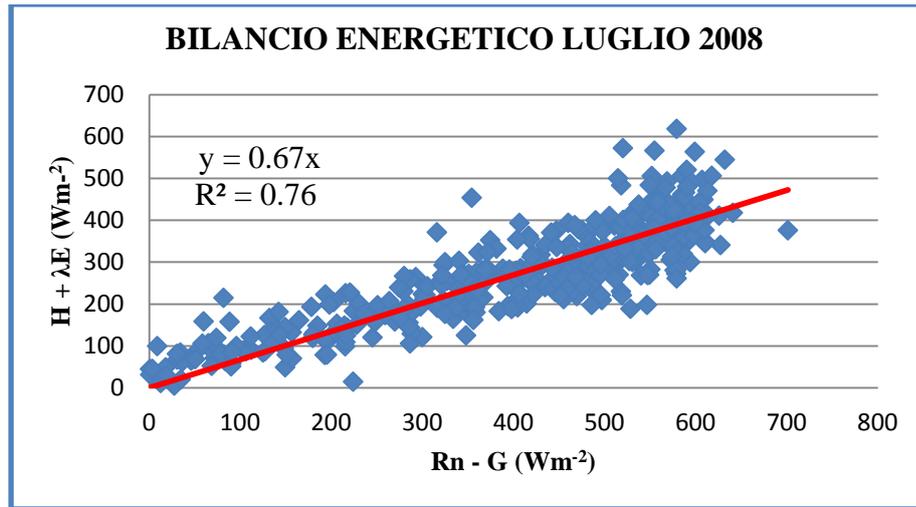


Figura 54. Chiusura del bilancio energetico relativo al mese di luglio 2008 nella direzione di massima frequenza della velocità del vento (DD 0-90°)

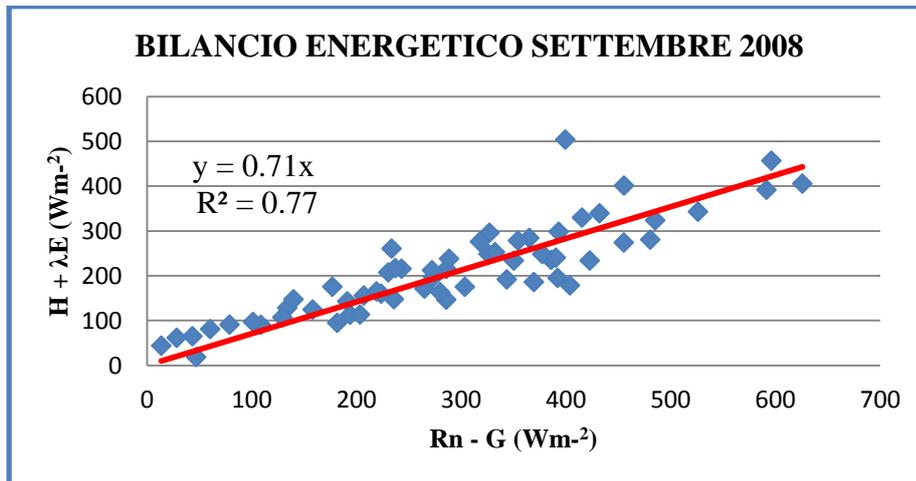


Figura 55. Chiusura del bilancio energetico relativo al mese di settembre nella direzione di massima frequenza della velocità del vento (DD 0-90°)

| | α | α_{DD90} |
|-----------|----------|-----------------|
| Giugno | 0.67 | 0.68 |
| Luglio | 0.66 | 0.67 |
| Settembre | 0.67 | 0.71 |

Tabella 2. Confronto coefficienti angolari della retta di regressione

4.3 Rappresentatività delle misure eddy covariance: il Footprint

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

Nel lavoro proposto vengono analizzati ed applicati due modelli di footprint:

- *Modello di Horst & Weil (1992, 1994)*

Il modello di Horst & Weil fornisce una valutazione bidimensionale del footprint tramite il calcolo di un'altezza \bar{z} ricavata a partire dall'altezza della vegetazione presente sul territorio limitrofo alla stazione e dall'altezza media del sensore. I risultati ottenuti con tale modello rispecchiano la classica forma di una distribuzione Gaussiana (forma a "campana") dalla quale è possibile ricavare il picco assunto dal footprint e la dispersione che assume lo stesso all'aumentare della distanza dalla stazione.

- *Modello di Kormann & Meixner (2001)*

Tale modello prevede la stima del footprint in riferimento alla posizione della stazione in un'area interessata da diverse colture, in modo tale da valutare l'incidenza dei singoli settori sul footprint. Il modello fornisce come risultato la superficie interessata dal footprint, che presenta generalmente una forma ellittica.

I due modelli analizzati sono stati applicati utilizzando i dati della stazione eddy covariance di Terra Montonata (40°18'25''N; 16°44'40''E), in provincia di Matera, compresi nell'intervallo temporale che va dal 17 giugno al 31 ottobre 2008. Per migliorare la chiusura del bilancio energetico presso la stazione, i dati utilizzati in entrambi i modelli sono stati filtrati tenendo conto delle condizioni di instabilità atmosferica, dell'aggregazione temporale e della direzione principale del vento.

4.3.1 Horst e Weil (1992, 1994)

Dopo aver valutato la significatività dei dati eddy, per determinare l'area rappresentativa della misura, sono stati applicati i modelli di footprint di Horst & Weil (1994) e di Kormann

& Maixner (2001). Il primo è stato scelto per la sua semplicità di utilizzo, coniugata ad un sufficiente rigore scientifico nella rappresentazione del fenomeno; il secondo in quanto consente di tener conto della presenza di differenti tipologie di vegetazione o colture in prossimità della stazione.

La formulazione matematica, comune ai due modelli, intende il footprint come l'integrale di tutti i contributi di emissione dalle superfici sopravvento, quindi, come il peso relativo assegnato a ciascun elemento di emissione del flusso:

$$F(x, y, z_m) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^x F(x', y', z=0) f(x-x', y-y', z_m) dx' dy' \quad (15)$$

dove:

$F(x', y', z=0)$ è l'impulso di footprint;

$f(x-x', y-y', z_m)$ è il flusso di footprint;

$(x-x')$ è la distanza della stazione dal punto sorgente nella direzione del vento;

$(y-y')$ è la distanza della stazione dal punto sorgente nella direzione trasversale al vento.

Il fenomeno fisico può essere interpretato come una distribuzione nello spazio di impulsi di flusso unitario distribuiti sulla superficie.

Generalmente la funzione di footprint, f , viene espressa nel seguente modo:

$$f(x, y, z_m) = D_y(x, y) \bar{f}^y(x, z_m) \quad (16)$$

ovvero, essa dipende dal flusso di footprint nella direzione trasversale al vento $\bar{f}^y(x, z_m)$ e dalla distribuzione di concentrazione del vento trasversale, $D_y(x, y)$, da ciascuna sorgente puntiforme, la quale si può ipotizzare che assuma la forma di una gaussiana:

$$D_y(x, y) = \frac{e^{-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}}}{\sigma_y \sqrt{2\pi}} \quad (17)$$

dove σ_y è la deviazione standard del plume lungo la direzione y .

Il footprint integrato in direzione trasversale al vento può essere calcolato in forma di gradiente di diffusione (Amiro, 1988), quindi:

$$\bar{f}^y(x, z_m) = \left(\frac{\Phi}{z_m} \right) \left(\frac{k^2}{\Phi \left(\ln \left(\frac{pz}{z_o} \right) \right) - \psi} \right) \quad (18)$$

dove:

$$\Phi = \left(1 - 16 \frac{z}{L}\right)^{-0.25} \quad (19)$$

$$\psi = 2 \ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2 \frac{1}{\tan(x)} + \frac{\pi}{2} \quad (20)$$

\bar{z} è l'altezza del plume, che può essere calcolata secondo la seguente espressione:

$$\frac{d\bar{z}}{dx} = \frac{k^2}{\left(\ln\left(\frac{p\bar{z}}{z_0}\right) - \psi\left(\frac{p\bar{z}}{L}\right)\Phi\left(\frac{p\bar{z}}{L}\right)\right)} \quad (21)$$

con $p = 1.55$ e $z_0 = 0.05$; Φ è il footprint integrato in direzione trasversale al vento normalizzato, pari a:

$$\Phi = A \left(\frac{z_m}{z}\right)^2 e^{-\left(\frac{z_m}{bz}\right)^r} \quad (22)$$

con A , b funzioni gamma di r , distribuzione di concentrazione del plume, pari a 1 quando si considerano condizioni atmosferiche turbolente (Elliot, 1961; Nieuwstadt & van Ulden, 1978; Pasquill & Smith, 1983).

4.3.2 Modello di Kormann & Meixner (2001)

A differenza di altri autori che reintroducono i profili-similari di Monin-Obukhov, Kormann & Meixner approssimano tali profili con la seguente legge ascendente di tipo esponenziale, ottenendo come espressione del footprint:

$$f = (1/\Gamma(\mu))(\xi^\mu / x^{1+\mu})e^{-\xi/x} \quad (23)$$

dove:

$$\mu = (1+m)/r$$

$$r = 2+m-n$$

essendo m ed n funzioni delle condizioni di stabilità atmosferica.

Il vantaggio del modello di Kormann & Meixner rispetto a quello di Horst & Weil è quello di tener conto dei diversi contributi da parte delle aree sorgente che circondano la stazione di misura.

4.3.2.1 Equazioni di base

Prima di definire il modello, si considerano le equazioni di diffusione atmosferica utilizzate (Pasquill, 1974; van Ulden, 1978; Horst & Weil, 1992). Il flusso verticale turbolento $F(0,0,z_m)$ misurato ad una certa altezza $z = z_m > 0$ è messo in relazione con il flusso di superficie $F(x,y,0)$ sopravvento al punto di misura attraverso:

$$F(0,0,z_m) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_0^{\infty} F(x,y,0)\phi(x,y,z_m)dx dy \quad (24)$$

dove l'asse x è orientato nella direzione media della componente orizzontale del vento.

Il flusso di footprint, $\phi(x,y,z)$, descrive la parte di flusso, a partire dalle coordinate $(0,0,z)$, causata da una fonte unitaria puntuale di coordinate $(x,y,0)$. Il modello assume condizioni stazionarie, con flusso turbolento orizzontalmente omogeneo sopra un suolo omogeneo ed isotropo ad una quota $z=0$ ed utilizza valori medi delle grandezze di Reynolds. La distribuzione di concentrazione sottovento ($x > 0$) di una sorgente puntuale unitaria (plume) con origine ($x=y=0, z \geq 0$) risulta uguale a:

$$\gamma(x,y,z) = (D_y(x,y)D_z(x,z))/\bar{u}(x) \quad (25)$$

a condizione che la dispersione in direzione trasversale al vento sia indipendente dall'altezza.

La funzione di distribuzione trasversale al vento, $D_y(x,y)$, e quella verticale, $D_z(x,z)$, rispettano le seguenti equazioni:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} D_y dy = 1 \quad e \quad \int_0^{\infty} D_z dz = 1 \quad (26)$$

La velocità effettiva del plume segue la legge di conservazione della massa e risulta uguale a:

$$\bar{u}(x) = \int_0^{\infty} u(z)D_z(x,z)dz \quad (27)$$

dove $u(z)$ è il profilo verticale della velocità orizzontale del vento.

Il flusso verticale turbolento dei vortici (per sorgente puntuale unitaria) e il footprint vengono descritti attraverso un processo di diffusione del gradiente:

$$\phi(x,y,z) = -K(z)(\partial\gamma/\partial z) = -K(D_y/\bar{u})(\partial D_z/\partial z) \quad (28)$$

con $K(z)$ che rappresenta il profilo di diffusione dei vortici.

Integrando nella direzione trasversale al vento, y , si ricava:

$$f(x,z) = -(K/\bar{u})(\partial D_z/\partial z) = -K(\partial c(x,z)/\partial z) \quad (29)$$

Si ottiene l'equazione (29) facendo riferimento ad una concentrazione integrata trasversalmente al vento (per fonte puntuale unitaria) chiamata "c" e ad un flusso (per fonte unitaria puntiforme) o footprint "f" calcolati nel seguente modo:

$$c(x, z) = D_z / \bar{u} = \int_{-\infty}^{\infty} \gamma dy \quad e \quad f(x, z) = \int_{-\infty}^{\infty} \phi dy \quad (30)$$

La concentrazione distribuita in direzione trasversale al vento e il footprint sono legati alle grandezze trasversali integrate per mezzo dei seguenti parametri:

$$\gamma = D_y c \quad e \quad \phi = D_y \quad (31)$$

Gli autori fanno riferimento ad una funzione di distribuzione trasversale al vento di tipo gaussiana (Pasquill, 1974):

$$D_y(x, y) = (1/\sqrt{2\pi}\sigma)e^{-(y^2/2\sigma^2)} \quad (32)$$

con la dispersione $\sigma = \sigma_y(x)$ che dipende dalla stabilità atmosferica e dalla distanza sottovento.

Tale parametro sarà successivamente sostituito, in accordo con i limiti di corta escursione della teoria turbolenta statistica (Pasquill, 1974 o Schmid, 1994), con σ_v che rappresenta la fluttuazione costante trasversalmente al vento.

Per definire il problema della diffusione stazionaria viene introdotta l'equazione di continuità, che opportunamente approssimata riduce l'equazione di avvezione-diffusione bidimensionale a:

$$u(\partial c / \partial x) = -\partial f / \partial z \quad (33)$$

Quest'equazione, oltre alle semplificazioni riguardanti la diffusione del gradiente e l'indipendenza dall'altezza della dispersione trasversale al vento, trascura la diffusione turbolenta orizzontale lungo la linea aerodinamica di avvezione.

4.3.2.2 Il modello analitico del footprint

Prima di definire il modello bisogna assumere delle leggi ascendenti sia per i profili verticali della velocità del vento orizzontale che per quelli della diffusività dei vortici, come riportato di seguito:

$$u(z) = U z^m \quad e \quad K(z) = k z^n \quad (34)$$

introdotta l'equazione:

$$c(x, z) = (A / \bar{z} \bar{u}) \exp\left[(Bz / \bar{z})^r\right] \quad (35)$$

unita all'equazione (29) permette la risoluzione dell'equazione (33) (Pasquill, 1974 o van Ulden, 1978). La dipendenza di tale relazione dalla distanza sottovento x è espressa attraverso l'altezza media del plume \bar{z} , ricavata come:

$$\bar{z} = \int_0^{\infty} zcdz / \int_0^{\infty} cdz \quad (36)$$

e l'effettiva velocità del plume \bar{u} , in accordo con l'equazione (27):

$$\bar{u}(x) = \int_0^{\infty} ucdz / \int_0^{\infty} cdz \quad (37)$$

attraverso i coefficienti:

$$A = (r\Gamma(2/r))/\Gamma(1/r)^2 \quad e \quad B = \Gamma(2/r)/\Gamma(1/r) \quad (38)$$

dove $\Gamma(x)$ è la funzione gamma;

r rappresenta il fattore di forma ed è legato agli esponenti "m" ed "n" tramite la relazione $r=2+m-n$ (van Ulden, 1978).

Derivando l'equazione (36) e usando le equazioni (29), (33) e (35), è possibile ricavare un'equazione differenziale per l'altezza media:

$$d\bar{z}/dx = rB^r(k/U)\bar{z}^{(1-r)} \quad (39)$$

Le soluzioni evidenziate non differiscono da quelle introdotte da altri modelli come ad esempio quelle di van Ulden (1978) o di Horst & Weil (1994).

Gli autori definiscono la particolarità del loro modello, a differenza di altri autori che reintroducono i profili-similari di Monin-Obukhov, semplicemente approssimando tali profili con le leggi ascendenti precedentemente definite ed arrivando con semplici operazioni matematiche a definire un'espressione del footprint in forma chiusa. Secondo Kormann & Meixner l'introduzione dei profili di Monin-Obukhov non permette la risoluzione dell'equazione per definire l'altezza media del plume nel caso di stratificazione instabile.

Integrando l'equazione (39) si ottiene:

$$\bar{z}(x) = B(r^2k/U)^{1/r} x^{1/r} \quad (40)$$

Inserendo all'interno dell'equazione (37) l'equazione (35) e relazionando con l'equazione (40), si ottiene:

$$\bar{u}(x) = (\Gamma(\mu)/\Gamma(1/r))(r^2k/U)^{m/r} Ux^{m/r} \quad (41)$$

dove $\mu=(1+m)/r$.

Introducendo la scala delle lunghezze:

$$\xi(z) = Uz^r / r^2k \quad (42)$$

l'equazione (35) può essere riscritta come:

$$c = (1/\Gamma(\mu))(r/Uz^{m+1})(\xi^\mu/x^\mu)e^{-\xi/x} \quad (43)$$

Questa equazione corrisponde alla soluzione (ZR4) di Lind & Hildemann (1996). Tali autori, con un approccio matematico molto rigido, indicarono chiaramente le condizioni di confine, tralasciate nel modello in questione; inoltre essi affermarono che la loro soluzione corrisponde alle condizioni di confine di tipo Neumann $\partial c/\partial z=0$ a $z=0$, $x>0$ e z che tende ∞ (regione illimitata) con una fonte a livello del suolo, $z=0$.

Il campo di applicazione del modello è limitato ai composti inerti, questo è deducibile dalla condizione di confine dedotta dall'equazione (29) che specifica che il gas emesso non è assorbito dal suolo. Infine, combinando l'equazione (29) con le equazioni (34) e (43), si ottiene l'equazione:

$$f = (1/\Gamma(\mu))(\xi^\mu/x^{1+\mu})e^{-\xi/x} \quad (44)$$

che descrive il flusso integrato trasversalmente al vento alla distanza sottovento $x>0$ e all'altezza z (contenuta in ξ) di una fonte unitaria puntuale.

Questo flusso può essere interpretato, in termini di footprint integrato trasversalmente al vento, come la frazione “ f ” di una fonte unitaria puntuale ad una distanza $x>0$, che può essere misurata a $x=0$ e all'altezza $z>0$. In termini matematici, questo consiste in una trasformazione di coordinate ($x \leftrightarrow x_s - x$, $y \leftrightarrow y_s - y$ con x_s e y_s che rappresentano le coordinate della sorgente) che per semplicità non è esplicitamente inserita nella formula.

Ora è possibile ricavare dalle equazioni (17) e (23) il flusso di footprint distribuito trasversalmente al vento, $\phi(x,y,z)=Dy f$ trovato grazie all'equazione (15). L'equazione (23) include la soluzione data da Schuepp *et al.* (1990), successivamente definita come il “Caso Schuepp”, con l'esponente della legge ascendente di diffusività dei vortici $n=1$ per stratificazione neutra e il suo coniugato, esponente della legge esponenziale della velocità del vento, $m=0$ (Haug, 1979).

Secondo gli autori del modello questa è la migliore rappresentazione che si adatta alle caratteristiche del footprint, perché in essa è contenuta esplicitamente la distanza sopravvento x e la scala delle lunghezze $\xi(z)$, mentre le altezze di misura sono fissate dalle condizioni meteorologiche e del suolo che risiedono dell'intervallo di tempo della misura.

4.3.2.3 Relazione dei profili ascendenti con la similarità di Monin-Obukhov

Gli autori utilizzano due differenti approcci per legare i profili ascendenti con quelli similari di Monin-Obukhov per il vento orizzontale:

$$du/dz = (u_* \varphi_m(z/L))/kz \quad e \quad u(z) = (u_* / k) [\ln(z/z_0) + \psi_m(z/L)] \quad (45)$$

e per la diffusività dei vortici:

$$K(z) = (ku_* z)/(\varphi_c(z/L)) \quad (46)$$

dove:

u_* descrive la velocità d'attrito;

L la lunghezza di Obukhov;

z_0 la lunghezza di rugosità;

$k=0.4$ la costante di von Karman.

Il primo approccio è di tipo analitico e già proposto da Huang (1979). Esso eguaglia i profili ascendenti, equazione (34), e i profili di Monin-Obukhov, equazioni (45) e (46), ad una certa altezza.

Il secondo approccio richiede essenzialmente la ricerca di una radice numerica monodimensionale. Infine, per relazionare i due differenti tipi di profili, si utilizzano le relazioni di Businger-Dyer φ_m , ψ_m e φ_c per la dipendenza dalla stabilità dei profili, così definite:

$$\varphi_m = \begin{cases} 1 + 5z/L & L > 0 \\ (1 - 16z/L)^{-1/4} & L < 0 \end{cases} \quad (47)$$

che per il vento laterale non dimensionale (Dyer, 1974) assume similarità tra la diffusività scalare dei vortici e quella del calore:

$$\varphi_m = \begin{cases} 1 + 5z/L & L > 0 \\ (1 - 16z/L)^{-1/2} & L < 0 \end{cases} \quad (48)$$

e usa l'integrazione diabatica del profilo del vento (Paulson, 1970):

$$\psi_m = \begin{cases} 5z/L & L > 0 \\ -2 \ln[(1 + \xi)/2] - \ln[(1 + \xi^2)/2] + 2 \arctan \xi - \pi/2 & L < 0 \end{cases} \quad (49)$$

con $\xi = \{1 - 16z/L\}^{-1/4}$

E' possibile definire il legame tra i profili ascendenti e quelli similari di Monon-Obukhov senza legarlo alle forme definite da queste relazioni. L'approccio analitico (Huang, 1979) è direttamente ricavato dall'equazione (34), combinata con le equazioni (45) (46):

$$m = (z/u)(du/dz) = (u_*/k)(\varphi_m/u) \quad \text{e}$$
$$n = (z/K)(dK/dz) = \begin{cases} 1/(1+5z/L) & L > 0 \\ (1-24z/L)/(1-16z/L) & L < 0 \end{cases} \quad (50)$$

4.4 Analisi dei dati: stima del footprint per la torre eddy covariance di Terra Montonata

I dati utilizzati nelle applicazioni del modello di Horst & Weil (1994) e di Kormann & Meixner (2001) si riferiscono ad un periodo compreso tra Giugno e Ottobre 2008. I dati sono ottenuti direttamente dalla stazione eddy covariance di Terra Montonata e si riferiscono sia ai flussi di calore sensibile e latente che alle grandezze fisiche di interesse, quali la temperatura dell'aria, la direzione ed intensità del vento nelle tre direzioni, la pressione, la velocità d'attrito e la varianza nelle tre direzioni del vento. Una volta aggregati a 30 minuti, i dati sono stati filtrati in base all'instabilità atmosferica e alla direzione principale del vento.

L'analisi di instabilità atmosferica si basa sul calcolo della lunghezza di Monin-Obukhov, data dalla formula:

$$L = - \left(\frac{u_*}{\left(\frac{g}{T} \right) \cdot k \cdot \left(\frac{H_s}{c_p \cdot \rho} \right)} \right) \quad (51)$$

dove:

u_* è la velocità d'attrito;

g è l'accelerazione di gravità, pari a 9,81 m/s²;

T è la temperatura dell'aria espressa in gradi Celsius;

k è il rapporto tra c_p e c_v per l'aria, pari a 0,4;

c_p è il calore latente a pressione costante per l'aria, pari a 1005 (J/kg °C);

c_v è il calore latente a volume costante;

ρ è la densità dell'aria, pari a 1,205 kg m⁻³ ad una temperatura di 20°C;

H_s è il flusso di calore sensibile,

e quindi del parametro "ξ", calcolato come:

$$\xi = \frac{z-d}{L}$$

dove:

z è l'altezza del sensore, pari a 10 m;

$d = 2/3 z_0$ è l'altezza delle colture presenti nel campo di interesse.

I dati corrispondenti alle condizioni di instabilità dell'atmosfera utili alle applicazioni sono caratterizzati da un valore negativo del parametro "ξ" (ξ < -1).

Per i dati riferiti a condizioni instabili dell'atmosfera, si è valutata la direzione principale di provenienza del vento, la quale è risultata compresa tra 0 e 90°.

I dati così filtrati sono stati utilizzati nell'applicazione dei modelli Horst & Weil (1992, 1994) e di Kormann & Meixner (2001).

I due modelli hanno portato a risultati simili, fornendo entrambi una stima del footprint della stazione eddy covariance di Terra Montonata di estensione pari a circa 200m x 200m.

4.4.1 Modello di Kormann & Meixner (2001)

Per tale modello gli autori hanno fornito un programma di applicazione che prevede l'inserimento di una serie di dati in ingresso che possono essere suddivisi in due macrofamiglie:

- dati inerenti alle grandezze misurate e calcolate;
- dati inerenti al luogo di riferimento.

La prima serie di informazioni in ingresso prevede l'inserimento del gruppo data-ora di rilievo dei singoli dati, della velocità di attrito, della lunghezza di Monin-Obukhov, dell'altezza di riferimento della stazione, pari a 10 m, e della direzione del vento. Tali informazioni sono già note perché misurate dal sensore o precedentemente calcolate. Inoltre, il programma prevede l'inserimento della velocità media del vento e della deviazione standard; questi valori sono stati calcolati perché non sono rilevati direttamente dai sensori. La deviazione standard è stata calcolata come la radice quadrata della varianza lungo la direzione "y" (informazione ricavata direttamente dal sensore), invece la velocità media del vento è stata ottenute grazie alla seguente relazione:

$$U = \sqrt{U_x^2 + U_y^2 + U_z^2}$$

dove:

U_x è la velocità del vento lungo la direzione "x";

U_y è la velocità del vento lungo la direzione "y";

U_z è la velocità del vento lungo la direzione "z".

Oltre a tali informazioni, il programma prevede in ingresso informazioni che riguardano il territorio a cui è riferita l'indagine da effettuare. La località in oggetto è quella di Terra Montonata, in cui è situata la stazione eddy. Il modello prevede la suddivisione dell'area di studio in settori di interesse, sia in base a parametri geografici che alle caratteristiche del suolo che la compongono, ad esempio il tipo di colture. Nella presente applicazione essa è stata suddivisa in sei rettangoli (lotti agricoli); mediante la sovrapposizione di una mappa catastale dell'area ad un'immagine satellitare, sono state ottenute le coordinate dei vertici e le

reali dimensioni dei settori. In seguito, sono stati inseriti su uno dei vertici due assi cartesiani immaginari e riferite le distanze di tutti i vertici e della stazione secondo le due direzioni.

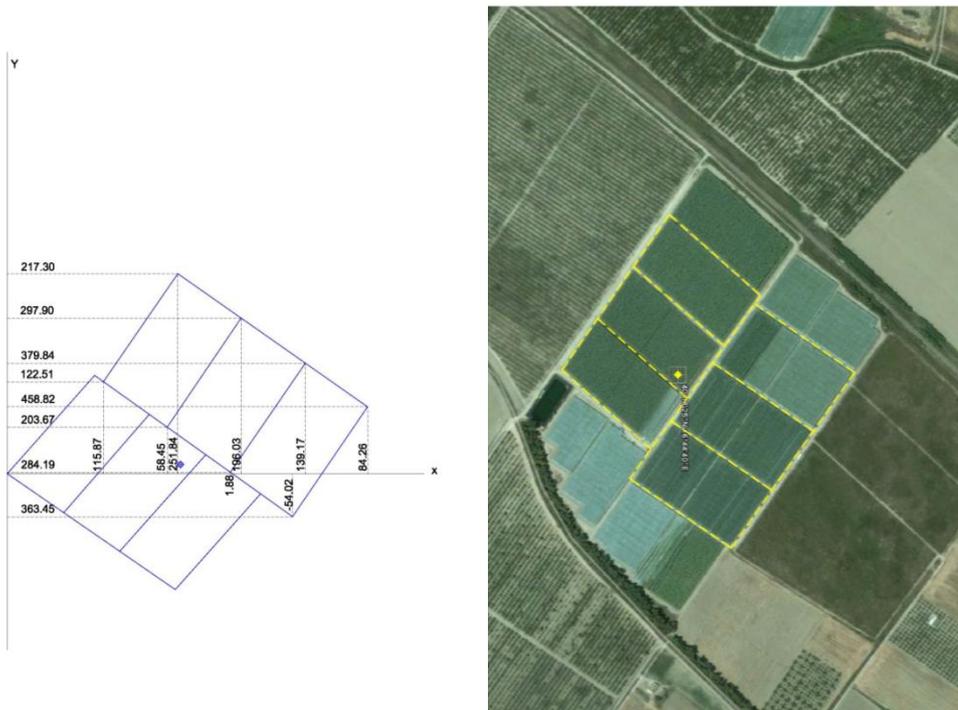


Figura 56. Delimitazione dei campi in corrispondenza della stazione eddy

Dopo aver inserito tutti i dati e attivato il programma di calcolo, è stata ricavata la serie di informazioni di output. Il primo dato in uscita è l'altezza di spostamento, indicata come "z₀", espressa in metri e ricavata attraverso la velocità media del vento e la velocità d'attrito, assumendo un profilo logaritmico della velocità del vento. Inoltre, viene fornito il footprint integrato in direzione trasversale al vento sotto forma di valore percentuale. Sempre come valore percentuale, il programma calcola il contributo che ogni singolo campo dà al footprint. Inoltre, il calcolatore determina il valore della costante dei profili ascendenti della velocità del vento, denominata "U_{maj}", e quella dei profili ascendenti delle diffusività dei vortici, denominata "K_{maj}". Vengono, infine, calcolati anche gli esponenti di tali leggi denominati rispettivamente "m" ed "n" e i 5 parametri denominati A, B, C, D, E attraverso le seguenti formule:

$$A=1+\mu \quad \mu=(1+m)/r$$

$$B = \xi(z) = \frac{U \cdot z^f}{r^2 \cdot K}$$

$$C = \frac{\xi^\mu}{\Gamma(\mu)}$$

$$D = \frac{\sigma_v \cdot \Gamma\left(\frac{1}{r}\right) \cdot \left(\frac{r^2 \cdot K}{U}\right)^{\frac{m}{r}}}{(\Gamma(\mu) \cdot U)}$$

$$E = \frac{r-m}{r}$$

dove:

$r = (2+m-n)$ è il fattore di rappresentazione;

$\xi(z)$ è la scala delle altezze di flusso;

Γ è la funzione gamma;

σ_v è la deviazione standard trasversale al vento.

Come ultima informazione il programma fornisce tre lunghezze per rappresentare il footprint, che in tale modello ha la forma di un'ellisse: il semiasse minore, la distanza dell'ellisse dalla stazione e la distanza della stazione dal punto opposto dell'ellisse, in maniera tale da ricavare la lunghezza dell'asse maggiore come differenza tra le due lunghezze fornite dal sistema. Con i risultati ricavati dal sistema è stato possibile rappresentare il footprint (ellisse) ai vari istanti.

Di seguito vengono riportati i valori del footprint relativi all'asse maggiore e minore degli ellissi e del contributo dato da ciascun campo.

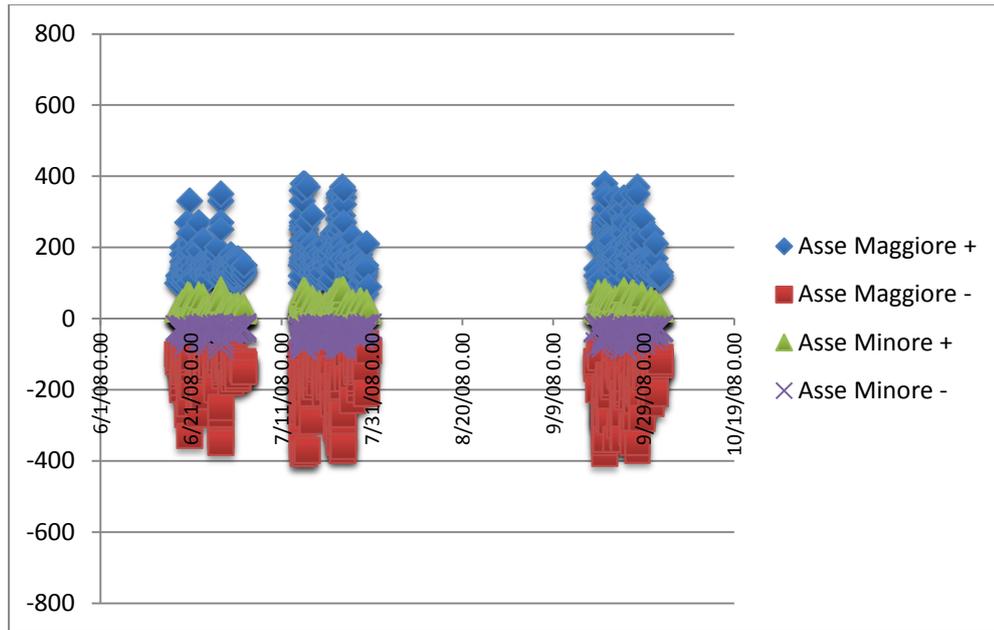


Figura 57. Distribuzione dei valori di footprint relativi all'asse maggiore e all'asse minore

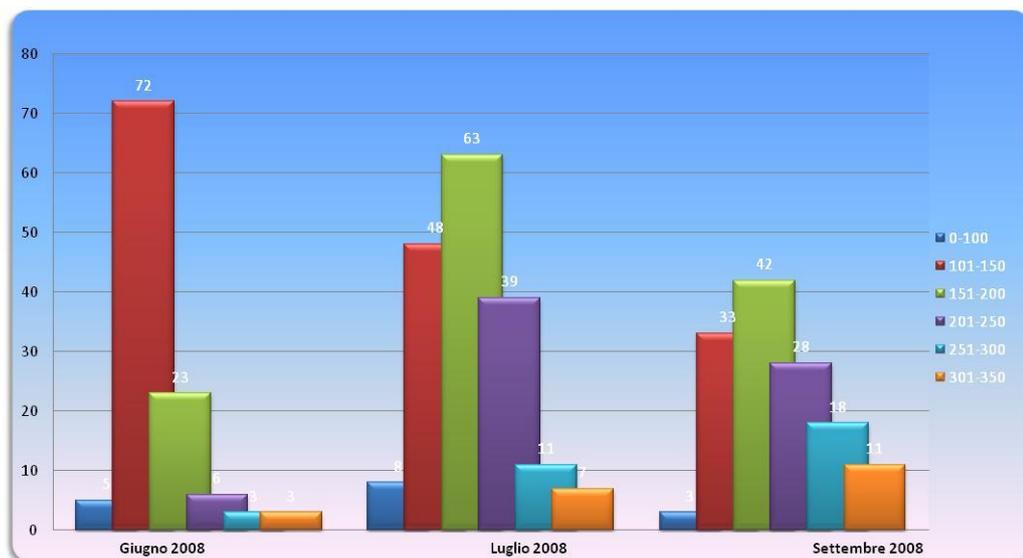


Figura 57'. Distribuzione dei valori di footprint relativi all'asse maggiore

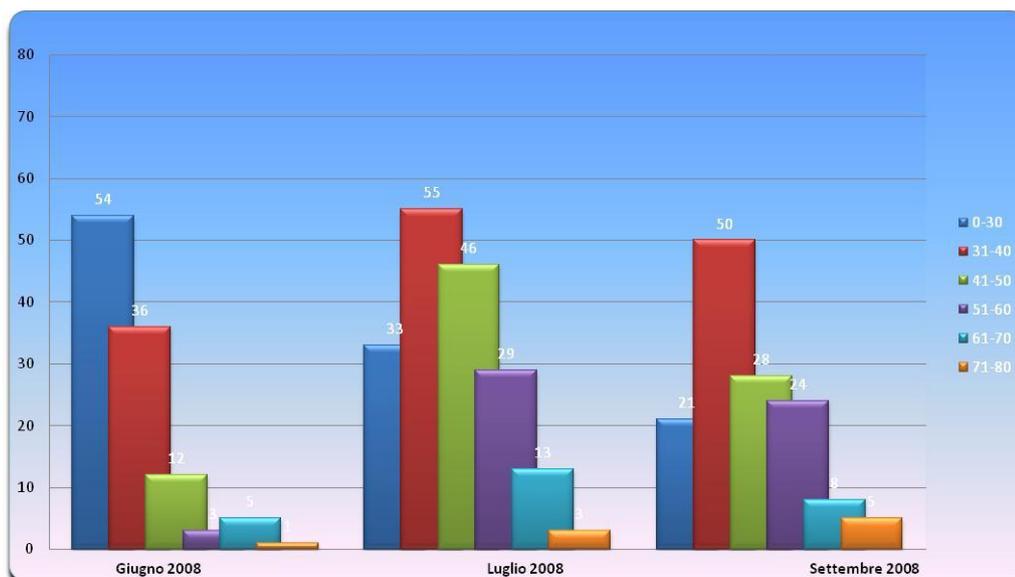


Figura 57''. Distribuzione dei valori di footprint relativi all'asse minore

| Field 1 | Field 2 | Field 3 | Field 4 | Field 5 | Field 6 |
|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 0 % | 17 % | 17 % | 0 % | 46 % | 19 % |
| 0 % | 8 % | 20 % | 0 % | 37 % | 31 % |
| 0 % | 9 % | 27 % | 0 % | 33 % | 27 % |

Tabella 3. Contributo delle diverse aree sorgenti

Osservando le frequenze nelle figg. 57' e 57'' è possibile notare come il footprint, per l'asse maggiore e nello specifico per il mese di Luglio e Settembre ricade nell'intervallo compreso tra 150 e 200 m, mentre per l'asse minore nell'intervallo compreso tra 31 – 40 m.

5. Modelli residuali per la stima dei flussi evapotraspirativi

Le variabili che descrivono il fenomeno dell'evapotraspirazione reale a scala regionale, subiscono forti variazioni da zona a zona e nel tempo; questo comporta una scarsa accuratezza di calcolo nel caso di utilizzo di modelli convenzionali seppur adoperati in maniera ottimale.

Per ovviare a questa tipologia di problemi è possibile utilizzare due approcci differenti: si potrebbero intensificare le misurazioni attraverso l'installazione di molte stazioni di misura per ottenere una quantità di dati significativa, oppure utilizzare altre tipologie di modelli che, basandosi sull'equazione di bilancio energetico applicata a dati rilevati da satellite, forniscono una stima dell'energia necessaria all'evapotraspirazione come differenza tra l'energia della radiazione netta incidente e le componenti di energia termica del suolo e del calore sensibile dell'aria. Il primo tipo di approccio è da scartare, in quanto non trova facile applicazione nella realtà poiché richiederebbe la predisposizione di un gran numero di stazioni di misura, il che comporterebbe costi molto elevati e un impatto sul territorio molto forte. Il secondo tipo di approccio è quello normalmente adoperato.

I modelli utilizzati nel secondo approccio sono detti "residuali" in quanto, a partire dall'equazione del bilancio energetico superficiale, ricavano l'evapotraspirazione reale come termine residuo dell'equazione stessa, dopo aver stimato la radiazione netta superficiale e le componenti energetiche di flusso di calore nel suolo e flusso di calore sensibile.

Tra i modelli di tipo residuale, quelli utilizzati nel presente lavoro per la stima dell'evapotraspirazione reale sono:

- STSEB (Simplified Two Source Energy Balance Model);
- METRIC (Mapping EvapoTranspiration with high Resolution and Internalized Calibration);
- 3T MODEL (Three Temperature Model).

5.1 Il modello STSEB

Basandosi sull'equazione del bilancio energetico superficiale:

$$R_n = G + H + LE$$

dove R_n è il flusso di radiazione netta (Wm^{-2}), G è il flusso di calore nel suolo (Wm^{-2}), H è il flusso di calore sensibile (Wm^{-2}) ed LE è il flusso di calore latente nel PBL (Wm^{-2}), il modello STSEB introduce l'ipotesi di Seguin & Itier (1983) per cui si ha:

$$\frac{H_d}{R_{nd}} = \frac{H_i}{R_{ni}}$$

dove i pedici d ed i si riferiscono rispettivamente ai valori giornalieri e istantanei della radiazione netta e del flusso di calore sensibile.

Un'ulteriore ipotesi consiste nel considerare il termine G trascurabile a scala giornaliera, per cui l'equazione di bilancio energetico diventa:

$$LE_d = \frac{R_{nd}}{R_{ni}} (R_{ni} - H_i) \quad (52)$$

La radiazione netta R_n viene stimata mediante un'equazione di bilancio tra l'energia ad onde corte incidente e l'energia ad onde lunghe emessa dalla superficie:

$$R_n = (1 - \alpha)S + \varepsilon L_{sky} - \varepsilon \sigma T_{rad}^4 \quad (53)$$

dove:

- R_n = radiazione netta;
- α = albedo;
- ε = emissività;
- S = radiazione solare globale ad onde corte;
- L_{sky} = radiazione incidente ad onde lunghe;
- T_{rad} = temperatura radiometrica superficiale;
- σ costante di Stefan-Boltzmann.

In questo modello la superficie è suddivisa in due componenti: la copertura vegetale e il suolo nudo. Il flusso di calore sensibile totale, H , viene quindi ripartito nei due contributi della vegetazione, H_c , e del suolo nudo, H_s , in maniera direttamente proporzionale alle aree rispettivamente occupate:

$$H = P_v H_c + (1 - P_v) H_s \quad (54)$$

mediante il coefficiente di copertura vegetale P_v .

Le due componenti del flusso di calore sensibile si ottengono dalle seguenti relazioni:

$$H_c = \frac{\rho c_p (T_c - T_a)}{r_a^h} \quad (55)$$

$$H_s = \frac{\rho c_p (T_s - T_a)}{r_a^d + r_a^s} \quad (56)$$

dove:

- T_c = temperatura radiometrica della vegetazione;
- T_a = temperatura dell'aria all'altezza di riferimento;
- T_s = temperatura radiometrica del suolo;

- r_a^h = resistenza aerodinamica tra la copertura vegetale e l'atmosfera;
- r_a^d = resistenza aerodinamica tra la quota ($z_o + d$) e l'altezza di riferimento;
- r_a^s = resistenza aerodinamica dello strato atmosferico a contatto con la superficie del suolo.

Esistono vari modi per calcolare r_a^s ; l'espressione più utile dal punto di vista del telerilevamento è quella data da Kustass e Normann (1999):

$$r_a^s = \frac{1}{c(T_s - T_c)^{1/3} + bu_s} \quad (56')$$

in cui c e b sono costanti e u_s (m/s) è la velocità del vento sulla superficie del suolo nel punto in cui l'effetto della rugosità è minimo; tale valore è dato dalla seguente espressione:

$$u_s = u_c \exp \left[-0,28 \left(\frac{\ln \left(\frac{1}{1 - P_v} \right)}{0,5} \right)^{2/3} h^{1/3} s^{-1/3} \left(1 - \frac{0,05}{h} \right) \right] \quad (56'')$$

in cui u_c (m/s) è la velocità del vento sulla vegetazione, P_v è la proporzione o copertura di vegetazione, s è la grandezza della foglia ed h è l'altezza della coltura o della vegetazione in questione. Per quanto riguarda r_{ah} , risulta dalla seguente espressione che:

$$r_{ah} = \frac{\left[\ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) \right]^2}{k^2 u} \quad (56''')$$

in cui k è la costante di Von Kaarman ($\sim 0,41$) e u (m/s) è la velocità del vento all'altezza z , z_0 (m) è il parametro di rugosità della superficie e assume un valore pari a

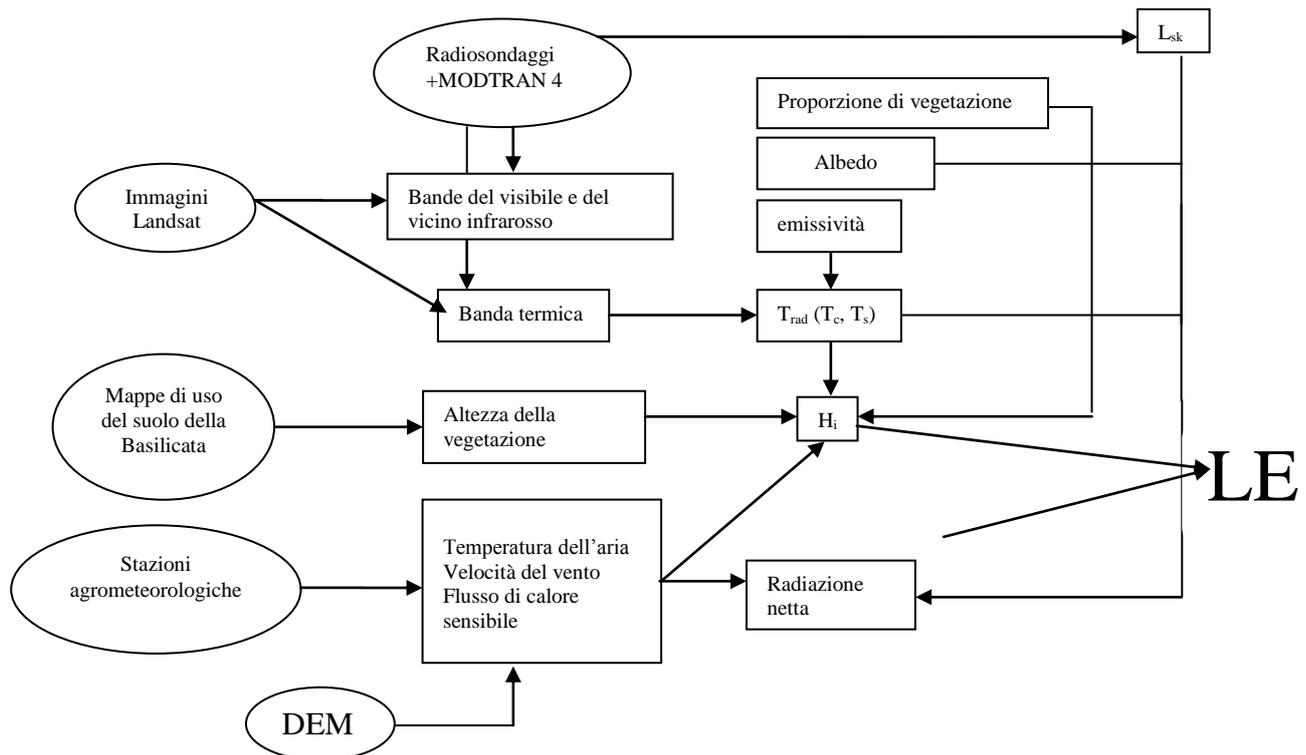
$$z_0 = \frac{1}{10} h \quad (56''''')$$

Dove

- h è l'altezza della vegetazione in questo caso pari a 0.5 m e (z_o+d) è l'altezza del livello in corrispondenza del quale si considerano omogenee le caratteristiche strutturali della vegetazione;

- d (m) è l'altezza di riferimento, che dovrebbe essere assunta pari all'altezza a cui si misura la temperatura dell'aria e quindi pari a 2.5 m al di sopra della vegetazione, affinché la temperatura non sia influenzata dalla presenza di quest'ultima.

Il modello di calcolo dell'evapotraspirazione reale giornaliera mediante il modello STSEB può essere riassunto nel seguente diagramma di flusso:



Il calcolo della temperatura superficiale e dell'emissività comporta innanzitutto il calcolo della radianza R_i ; essa è data dalla combinazione di due aliquote:

- 1) radianza sulla superficie ottenuta dall'assorbimento dell'atmosfera tra superficie e sensore;
- 2) radianza emessa dall'atmosfera in tutte le direzioni.

La relazione proposta per il calcolo di R_i è la seguente:

$$R_i = [\varepsilon_i B_i(T_{rad}) + (1 - \varepsilon_i) L_{i atm hem}^\downarrow] \tau_i + L_{i atm}^\uparrow \quad (57)$$

dove:

- τ_i = trasmittanza atmosferica;
- $L_{i atm hem}^\downarrow$ = irradianza atmosferica incidente diviso π ;

- $L_i^{\uparrow atm}$ = radianza emessa dall'atmosfera in tutte le direzioni;
- ε_i = emissività superficiale;
- $B_i(T_{rad})$ = funzione di Plank relativa alla temperatura radiometrica T_{rad} .

La conoscenza dell'indice di copertura vegetale P_v consente di ricavare l'emissività superficiale mediante la seguente equazione:

$$\varepsilon = \varepsilon_c P_v + \varepsilon_s (1 - P_v) (1 - 1.74 P_v) + 1.7372 P_v (1 - P_v) \quad (58)$$

dove ε_c e ε_s sono, rispettivamente, le emissività della vegetazione e del suolo nudo.

La copertura vegetale è individuata dall'indice di vegetazione NDVI (Normalized Difference Vegetation Index), che si ottiene dalla combinazione delle informazioni contenute nelle bande 3 e 4 (rosso e vicino infrarosso) dei sensori TM ed ETM+ dei satelliti Landsat 5 e 7.

La riflettività di banda in superficie si ottiene da:

$$\rho_i = \frac{\pi (R_i - L_i^{\uparrow atm}) d^2}{\tau_i (ESUN_I \cos(\alpha) \tau(\alpha) + L_i^{\downarrow atm hem})} \quad (59)$$

dove:

- $\tau(\alpha)$ = trasmissività atmosferica tra sole e superficie terrestre;
- α = angolo solare zenitale;
- $ESUN_I$ = irradianza solare spettrale al top dell'atmosfera;
- d = distanza terra-sole.

L'indice di copertura vegetale è dato dalla relazione:

$$P_v = \frac{(1 - \frac{NDVI}{NDVI_s})}{(1 - \frac{NDVI}{NDVI_s})^{-k} (1 - \frac{NDVI}{NDVI_v})} \quad (60)$$

dove k si ricava da:

$$k = \frac{R_{nir v} - R_{red v}}{R_{nir s} - R_{red s}} \quad (61)$$

dove con R vengono indicate le radianze, i pedici v ed s indicano la vegetazione e il suolo nudo, mentre nir e red indicano le bande del vicino infrarosso e del rosso.

L'albedo è calcolato con la relazione (Dubayah, 1992):

$$\alpha = 0.221\rho_1 + 0.162\rho_2 + 0.102\rho_3 + 0.354\rho_4 + 0.059\rho_5 + 0.0195\rho_7 \quad (62)$$

dove ρ_i è la riflettività corretta per la i -esima banda.

Per completare l'applicazione del modello STSEB sono necessari altri parametri meteorologici: la temperatura dell'aria T_a , necessaria per determinare lo scambio termico sensibile tra la superficie e lo strato limite atmosferico; la velocità del vento, richiesta per il calcolo della resistenza aerodinamica superficiale; la radiazione globale S e la radiazione globale a onde lunghe L_{sky} , necessarie nell'equazione di bilancio radiativo. Tutte le variabili meteorologiche, ad eccezione di L_{sky} , sono registrate con continuità presso stazioni di misura agrometeorologiche situate sul territorio della Basilicata, gestite dall'ALSIA (Agenzia Lucana di Sviluppo ed Innovazione in Agricoltura). I valori puntuali di tali variabili sono stati interpolati sull'aria di studio, al fine di poterle combinare con le immagini satellitari.

5.1.1 Classificazione di uso del suolo pixel-oriented

Il modello STSEB necessita di due parametri molto importanti, quali l'altezza di vegetazione (h_v) e il rapporto tra superficie e il perimetro delle foglie (v).

Tali parametri sono stati distribuiti sull'area di studio sulla base di mappe di uso del suolo regionali della Basilicata ottenute mediante una tecnica di classificazione supervisionata di tipo pixel-oriented.

La realizzazione di mappe tematiche richiede l'applicazione di metodologie di classificazione del territorio in superfici corrispondenti alle categorie scelte nella legenda della mappa. Durante la fase di elaborazione si possono individuare vari processi, statistici e/o deterministici, analogici e/o digitali. Per ben utilizzare le informazioni contenute in ciascuna delle bande di frequenza, usate per trattare in tempi brevi le grandi quantità di dati prodotti dai diversi sistemi di ripresa, si ricorre preferibilmente a procedure di riconoscimento delle configurazioni spettrali con appositi algoritmi.

Innanzitutto, è stata effettuata una scelta tra le due categorie di tecniche tradizionali di classificazione, sorvegliata (*supervised*) e non sorvegliata (*unsupervised*). La differenza consiste nel fatto che la prima prevede una fase preliminare in cui è richiesto l'intervento umano di controllo del dato a terra, mentre la seconda no. Nel primo caso, l'acquisizione di dati di riferimento al suolo risulta utile sia per guidare i classificatori, che per fornire le informazioni di validazione dei prodotti finali; inoltre, l'acquisizione di dati geograficamente riferiti consente il collegamento dei dati al suolo con quelli da satellite.

In una classificazione *unsupervised* l'obiettivo è il raggruppamento in “clusters” (gruppi) delle risposte spettrali multi-banda che sono statisticamente distinguibili nell'immagine satellitare. Generalmente in un'area all'interno dell'immagine l'appartenenza di un certo numero di pixel ad uno stesso cluster corrisponde ad una struttura o classe al suolo

(inizialmente sconosciuta), per cui, in una nuova immagine che visualizzi la distribuzione spaziale dei cluster, compariranno strutture evidenziate dalla distribuzione dei livelli di grigio. A questi livelli possono essere assegnati dei colori per produrre una “mappa” dei cluster. L’obiettivo è quello di associare ai diversi cluster categorie di oggetti al suolo. Questo deve essere fatto o sulla base di conoscenze a priori delle classi principali attese nella scena in questione, oppure, qualora sia possibile, visitando la zona ripresa, acquisendo le cosiddette “verità a terra” e correlando visivamente le strutture nella mappa con le corrispondenti a terra, non essendoci una selezione a priori delle classi. I dati di input per una classificazione *unsupervised* sono i valori dei DN delle diverse bande, a partire dalle quali gli algoritmi calcolano i valori dei cluster. Il massimo numero di cluster è determinato automaticamente attraverso i parametri selezionati nella fase di elaborazione. La tipica conseguenza di questa operazione è quella di produrre numerosissimi cluster, in numero tale che l’immagine classificata che ne risulta appare troppo complessa e difficile da interpretare in termini di classi assegnate. L’impiego della tecnica *unsupervised* è particolarmente utile quando si devono analizzare superfici poco conosciute e difficilmente accessibili o zone impervie e inesplorate. Tale metodologia, inoltre, può risultare appropriata in un’analisi esplorativa dell’immagine, in quanto permette di valutare quante classi possono essere evidenziate e quale separabilità spettrale sussista fra le stesse.

La classificazione *supervised* (classificazione sorvegliata o guidata) è particolarmente efficiente, in termini di accuratezza, nel caso in cui si debbano rappresentare classi la cui validità dipende in gran parte dalle conoscenze e dall’esperienza dell’elaboratore. Essa si basa sulla conoscenza al suolo di alcune aree campione rappresentative delle classi di superficie che andranno a comporre la mappa tematica, note e ben localizzate sulle immagini. La procedura seguita può essere così schematizzata:

- si definiscono le classi tematiche e si crea la legenda corrispondente;
- si localizzano sulle immagini da classificare le aree campione per ogni classe da distinguere;
- si scelgono, fra le bande disponibili (appartenenti alla stessa ripresa), quelle meno correlate fra loro, relativamente alle classi prescelte, e quelle dove è massima la differenziazione spettrale fra le diverse classi esplorate;
- si determinano i parametri statistici (media, covarianza, minimi e massimi) delle classi tematiche prescelte, calcolabili in base ai valori dei pixel appartenenti alle aree

campione, in modo da ottenere dei valori tipici di radianza per ogni classe, relativamente ad ogni banda prescelta;

- si sceglie, infine, l'algoritmo di classificazione che meglio consente di stabilire il criterio di assegnazione di ogni singolo pixel ad una determinata classe. Il tipo di classificazione di più largo impiego è quello della massima verosimiglianza.

La procedura è così composta: classi convenzionali (reali e familiari) o significative (alcune volte artificiali) vengono individuate nella scena attraverso la conoscenza a priori dovuta ad una certa familiarità con la zona di interesse. In alternativa, il riconoscimento può avvenire attraverso mappe tematiche o mediante sopralluoghi in campo. Ciò permette di definire classi discrete alle quali assegnare i nomi delle categorie identificate (da cui "selezione guidata"). Le aree campione, rappresentate da ogni area conosciuta che appare abbastanza omogenea sull'immagine (in tono o colore con la forma tipica della categoria), sono individuate e circoscritte in un poligono sull'immagine visualizzata sul monitor. Per ogni classe delineata vengono calcolati i valori medi e le varianze in valori digitali (DN) per ogni banda utilizzata nella classificazione e per tutti i pixel presenti nell'area (per ogni classe viene definito più di un poligono). I valori digitali vengono poi messi in grafico in funzione della sequenza di bande, in ordine di lunghezza d'onda. La curva risultante è la firma spettrale o la curva di risposta spettrale di quella classe (in realtà, per la presenza di materiali differenti nell'area, essa interagisce con la radiazione incidente). La classificazione procede, quindi, con l'elaborazione statistica, in cui ogni pixel è confrontato con le varie firme e assegnato alla classe avente firma più simile. Pochi pixel non riescono ad essere assegnati e rimangono non classificati; questi possono appartenere a classi non definite o non riconosciute. Le firme spettrali vengono, infatti, confrontate con quelle presenti nella libreria spettrale di cui dispone il programma; in questo modo la singola tipologia viene associata in relazione alla propria firma spettrale ad una particolare classe.

L'inconveniente di questa metodologia è dovuto al fatto che le firme spettrali relative alle diverse tipologie vegetali presenti nella libreria riescono a cogliere differenze anche nella stessa classe, distinguendo i diversi elementi ad essa appartenenti. Questa distinzione crea notevoli difficoltà di analisi del risultato, in quanto risulta complicato, dall'indagine compiuta sull'immagine da satellite, distinguere, ad esempio, in quella che si riconosce come "boschi di latifoglie o di conifere" le particolari specie che la compongono.

5.1.1.1 *Classificazione supervised*

Per poter effettuare una classificazione del territorio occorre fare un'analisi a vari livelli di dettaglio. Questo significa condurre, ad integrazione delle informazioni ottenute dall'analisi di ortofocarte, di cartografia IGM, di immagini satellitari Landsat, campagne di rilievo con lo scopo di inquadrare la vegetazione delle aree oggetto di studio. Le informazioni così raccolte rappresentano l'input per l'elaborazione delle immagini che, mediante tecniche di classificazione *supervised*, consentono di produrre mappe di distribuzione della vegetazione reale.

Tra i vari algoritmi di classificazione è possibile ricordare il classificatore di massima verosimiglianza, appartenente alla categoria di quelli *supervised* ("classificazione sorvegliata").

La creazione di *samples* o *training sites* e la valutazione della loro capacità di distinguere una classe è possibile grazie all'uso di software che implementano strumenti come la verifica della separabilità delle diverse firme spettrali, l'analisi degli istogrammi delle firme, le analisi statistiche ed altro.

I *samples* utilizzati per motivare una classificazione basata sui pixel (pixel-oriented) sono prodotti usando verità al suolo, ottenute o da altre classificazioni prodotte dall'interpretazione visuale o direttamente a terra usando un sistema GPS o ancora da foto aeree.

In prima analisi, quindi, si inizia effettuando una pre-elaborazione dell'immagine, comprendente le procedure di acquisizione, georeferenziazione e geocodifica, correzione delle distorsioni sistematiche, pulizia, procedure di enfattizzazione e visualizzazione, finalizzate alla valutazione ed eliminazione di segnali "spuri" presenti nei dati, dovuti ad effetti atmosferici, a rumore spettrale e ad errori di campionamento, al fine di consentire l'implementazione degli algoritmi di classificazione. Successivamente si individuano le aree di interesse con l'ausilio delle mappe tematiche e delle ortofoto disponibili, poi segue la fase di classificazione, tesa all'individuazione delle varie categorie al suolo ed alla loro caratterizzazione radiometrica e spettrale. Infine, per poter valutare l'affidabilità della classificazione, si effettua il confronto mediante osservazioni in loco con alcune aree, definite di *training*.

In particolare, il classificatore di massima verosimiglianza opera assegnando ciascun pixel alla classe per la quale è maggiore la probabilità condizionale. Quest'ultima è definita come la probabilità che, selezionando un pixel X della scena, esso appartenga ad una determinata classe C_c . Il pixel X appartiene alla classe C_c se:

$P(Cc|X) > P(Ck|X)$ per ogni $k \neq c$

dove:

$P(Cc|X)$ indica la probabilità condizionale del pixel X rispetto alla classe Cc ;

$P(Ck|X)$ indica la probabilità condizionale del pixel X rispetto alla classe Ck .

Le probabilità condizionali $P(Cc|X)$ non sono note a priori. Si suppone, comunque, di avere a disposizione un numero di campioni per ogni classe tale da poter stimare con buona precisione la probabilità che data una classe Ci si estragga un pixel di valore X ; questa probabilità è designata con $P(X|Ci)$. Vi saranno tante probabilità quante sono le classi di copertura selezionate. In questa procedura di classificazione si assume che la distribuzione dei valori di riflessione di ogni singola classe sia approssimabile ad una distribuzione multi-normale nello spazio multi-dimensionale dello spettro elettromagnetico. Nell'operazione di classificazione vengono letti, per ogni pixel dell'immagine, i valori di riflettanza $X = (x_1, x_2, \dots, x_n)$; si considerano poi i valori medi e le matrici di varianza - covarianza (calcolati dai campioni delle m classi), i quali permettono il calcolo delle probabilità $P(X|Ci)$ per ciascuna delle classi. La probabilità $P(X|Ci)$, rappresentata dalla distribuzione multi-normale, si annulla solo all'infinito; questo significa che un pixel dell'immagine, anche se è palesemente estraneo a tutte le classi definite, avrà una probabilità piccola, ma non nulla, di appartenenza alle classi e, pertanto, verrà comunque assegnato ad una di esse. Per evitare di commettere grossolani errori di classificazione, che portino ad una sovrastima delle aree coperte dalle classi in esame, bisogna ammettere che i pixel che hanno una probabilità $P(X|Ci)$ inferiore ad un certo valore b , detto valore di soglia, non possano più essere considerati come appartenenti con sufficiente certezza alla classe Ci e vengono pertanto scartati. Il valore di soglia b può essere assunto, indicativamente, pari al 5%. All'aumentare di b si ottengono classificazioni sempre più accurate, ma con una conseguente diminuzione delle aree classificate.

L'accuratezza dei risultati può essere valutata effettuando l'analisi della matrice di confusione (Congalton et al., 1983; Story et al., 1986; Congalton, 1988), che confronta ciascuna classe di appartenenza osservata con la categoria di assegnazione nell'immagine classificata.

La valutazione dell'accuratezza di classificazione costituisce una fase molto delicata nella produzione di cartografia tematica ottenuta da informazioni tele rilevate, in quanto fornisce un indice della qualità complessiva della mappa; effettua il confronto tra differenti algoritmi di classificazione; permette di identificare eventuali errori nell'elaborazione delle immagini (Hay, 1979).

Tra le numerose procedure di verifica, l'uso della "matrice di confusione" è molto diffuso, in quanto non solo fornisce informazioni più complete della semplice stima percentuale di pixel correttamente classificati, ma caratterizza gli errori commessi nella procedura consentendo di migliorare la classificazione e le considerazioni che ne derivano.

Dalla matrice di confusione derivano diverse misure di accuratezza: una delle più note è l'*overall accuracy* A , che si ottiene per ogni categoria di uso del suolo dividendo il numero di pixel correttamente classificati per il numero totale di pixel di quella classe.

Diversi autori criticano l'uso dell'indice A affermando che alcuni pixel possono essere assegnati casualmente alla classe corretta (Pontius, 2000) e individuano nel *coefficiente di concordanza Khat di Cohen* o *coefficiente K* (Congalton et al., 1983; Congalton, 1991) l'indice standard di accuratezza della classificazione.

Il coefficiente K è utile per esprimere il grado di qualità complessivo della classificazione, in quanto rappresenta la differenza tra l'accuratezza raggiunta e quella che potrebbe essere ottenuta da una classificazione completamente casuale dell'immagine: per esempio un coefficiente K pari a 0.8 significa che il classificatore non ha commesso l'80% degli errori che una classificazione random avrebbe generato.

Il coefficiente K è un valore compreso tra 0 ed 1, più tende ad 1, maggiore è la concordanza tra i dati reali e i dati classificati.

5.1.2 Stima della temperatura superficiale

La temperatura superficiale rappresenta uno dei parametri principali necessari per la stima di grandezze idrologiche come l'evapotraspirazione reale dalla superficie terrestre, rispettivamente da parte degli specchi d'acqua, del suolo umido e della vegetazione, quando si ricorre all'utilizzo di modelli integrati di dati al suolo e da remote sensing.

In particolare, l'applicazione dei modelli di Qin (2001) e Jiménez-Muñoz e Sobrino (2003) rispetto all'equazione del trasferimento radiativo presentano una maggiore semplicità di calcolo per la determinazione della LST, in quanto non richiedono l'utilizzo di codici di elaborazione dei profili da radiosonda.

5.1.2.1 L'algoritmo monocanale di Qin et al. (2001)

Per evitare la dipendenza dai dati da radiosonda necessari per l'applicazione del metodo RTE (Radiative Transfer Equation), Qin et al. (2001) hanno sviluppato il seguente algoritmo mono-finestra per ottenere la LST dalla banda termica TM6 del sensore Landsat_TM:

$$T_s = \frac{1}{C} \{a(1-C-D) + [b(1-C-D) + C + D]T_{sensor} - DT_a\} \quad (63)$$

con $C=\varepsilon\tau$, $D=(1-\tau)[1+(1-\varepsilon)\tau]$, $a= -67.355351$, $b= 0.458606$ ed ε emissività superficiale, τ trasmittività atmosferica totale, T_{sensor} temperatura di brillantezza al sensore e T_a temperatura atmosferica media, data da:

$$T_a = 16.0110 + 0.92621T_0 \quad (64)$$

essendo T_0 la temperatura dell'aria in prossimità della superficie.

Il modello proposto da Qin et al. stima anche la trasmittività atmosferica a partire dal contenuto atmosferico di vapor d'acqua, w , per il range 0.4–1.6 g/cm²:

$$\tau = 0.974290 - 0.08007w \quad (\text{high } T_0) \quad (65)$$

$$\tau = 0.982007 - 0.09611w \quad (\text{low } T_0) \quad (66)$$

5.1.2.2 Il metodo singolo-canale di Jiménez-Muñoz e Sobrino (2003)

Jiménez-Muñoz e Sobrino (2003) hanno sviluppato un metodo generalizzato singolo-canale per la stima della LST da un singolo canale termico, nel quale la LST è data dalla seguente equazione:

$$T_s = \gamma [\varepsilon^{-1}(\psi_1 L_{sensor} + \psi_2) + \psi_3] + \delta \quad (67)$$

con:

$$\gamma = \left\{ \frac{c_2 L_{sensor}}{T_{sensor}^2} \left[\frac{\lambda^4}{c_1} L_{sensor} + \lambda^{-1} \right] \right\}^{-1} \quad (68)$$

$$\delta = -\gamma L_{sensor} + T_{sensor} \quad (69)$$

dove L_{sensor} (Wm⁻²sr⁻¹μm⁻¹) è la radianza al sensore, T_{sensor} (K) è la temperatura di brillantezza al sensore, λ è la lunghezza d'onda effettiva (11.457 μm per la banda TM6), $c_1=1.19104 \times 10^8$ W μm⁴ m⁻² sr⁻¹ e $c_2=14387.7$ μm K. Le funzioni atmosferiche ψ_1 , ψ_2 e ψ_3 possono essere

ottenute in funzione del contenuto atmosferico di vapor d'acqua totale (w) in accordo con le seguenti equazioni particolarizzate per la banda TM6:

$$\psi_1 = 0.14714w^2 - 0.15583w + 1.1234 \quad (70)$$

$$\psi_2 = -1.1836w^2 - 0.37607w + 0.52894 \quad (71)$$

$$\psi_3 = -0.04554w^2 - 1.8719w + 0.39071 \quad (72)$$

5.1.2.3 Stima dell'emissività superficiale mediante il metodo dell'NDVI

La conoscenza dell'emissività della superficie terrestre, LSE (Land Surface Emissivity), è necessaria per applicare i metodi precedentemente descritti alle immagini Landsat. Come è stato accennato, il fatto di possedere un solo canale termico rende impossibile l'applicazione dei più ben noti e consolidati metodi dell'infrarosso termico accettati dalla comunità scientifica, come ad esempio il metodo TES (Gillespie et al., 1998). Una possibile alternativa è quella di ottenere la LSE a partire da una classificazione dell'immagine, nella quale si assuma un valore di emissività per ogni classe di uso del suolo. Tale metodologia ha però una scarsa operatività, in quanto richiede una buona conoscenza dell'area di studio e misure di emissività sulle superfici rappresentative delle differenti classi concomitanti al passaggio del satellite (infatti la copertura vegetale delle aree agricole potrebbe cambiare col tempo).

Una procedura alternativa di carattere operativo e di più facile applicabilità è quella di ottenere l'immagine LSE dall'NDVI. Dei differenti approcci forniti dalla letteratura (Sobrino & Raissouni, 2000; Valor & Caselles, 1996; Van de Griend & Owe, 1993) viene qui utilizzata una modificazione dell'ultimo, il Thresholds Method—NDVI^{THM}, che mostra una buona attendibilità rispetto ad un metodo di riferimento come quello basato sugli indici TISI (Becker & Li, 1990), come sottolineato da Sobrino et al. (2001). Il metodo proposto ottiene i valori di emissività dall'NDVI considerando casi diversi:

$$(a) \text{ NDVI} < 0.2$$

In questo caso il pixel è considerato come suolo nudo e l'emissività è ottenuta da valori di riflettanza nella regione del rosso.

$$(b) \text{ NDVI} > 0.5$$

Pixel con valori di NDVI più alti di 0.5 sono considerati come vegetazione fitta, e poi è assunto un valore costante per l'emissività, tipicamente 0.99.

$$(c) 0.2 \leq NDVI \leq 0.5$$

In questo caso il pixel è composto da un misto di suolo nudo e vegetazione e l'emissività è calcolata mediante la seguente equazione:

$$\varepsilon = \varepsilon_v P_v + \varepsilon_s (1 - P_v) + d\varepsilon \quad (73)$$

dove ε_v è l'emissività della vegetazione ed ε_s è l'emissività del suolo, P_v è la proporzione di vegetazione ottenuta mediante (Carlson & Ripley, 1997):

$$P_v = \left[\frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right]^2 \quad (74)$$

dove $NDVI_{max} = 0.5$ e $NDVI_{min} = 0.2$.

Il termine $d\varepsilon$ nell'Eq. (73) include l'effetto della distribuzione geometrica delle superfici naturali e anche le riflessioni interne. Per superfici piane questo termine è trascurabile, ma per superfici eterogenee e rugose, come le foreste, esso può giungere ad un valore del 2% (Sobrino, 1989). Una buona approssimazione per questo termine può essere ottenuta mediante l'equazione:

$$d\varepsilon = (1 - \varepsilon_s)(1 - P_v)F\varepsilon_v \quad (75)$$

dove F è un fattore di forma (Sobrino et al., 1990) il cui valore medio, assumendo differenti distribuzioni geometriche, è 0.55.

Prendendo in considerazione le Eqs. (74) e (75), la LSE può essere ottenuta come:

$$\varepsilon = mP_v + n \quad (76)$$

con:

$$m = \varepsilon_v - \varepsilon_s - (1 - \varepsilon_s)F\varepsilon_v \quad (77)$$

$$n = \varepsilon_s + (1 - \varepsilon_s)F\varepsilon_v \quad (78)$$

Per applicare questa metodologia sono necessari valori di emissività del suolo e della vegetazione. A tale scopo, per la vegetazione fitta è stato scelto un tipico valore di emissività pari a 0.99. La scelta di un valore tipico per il suolo è più difficile a causa delle elevate variazioni dei valori di emissività dei suoli rispetto alla vegetazione. Una possibile soluzione è quella di utilizzare il valore medio delle emissività dei suoli riportate nella libreria spettrale ASTER (<http://asterweb.jpl.nasa.gov>) e filtrati mediante la funzione filtro della banda TM6. In questo modo, considerando un totale di 49 spettri per il suolo, si è ottenuto un valore di 0.973 (con una deviazione standard di 0.004). Usando questi dati (emissività del suolo e della vegetazione TM6 di 0.97 e 0.99, rispettivamente), l'espressione finale per la LSE è data da (Sobrino et al., 2004):

$$\varepsilon_{TM6} = 0.004P_v + 0.986 \quad (79)$$

5.1.2.3.1 Correzione atmosferica per le bande TM3 e TM4: calcolo dell'NDVI

Come precedentemente accennato, la *LSE* può essere stimata a partire da valori di *NDVI*. I dati forniti dalle bande TM3 e TM4, nel rosso e nel vicino infrarosso rispettivamente, possono essere utilizzati per costruire l'indice di vegetazione mediante la seguente equazione:

$$NDVI = \frac{TM4 - TM3}{TM4 + TM3} \quad (80)$$

In prima approssimazione, è possibile ottenere i valori di *NDVI* dalla riflettanza al sensore o al top dell'atmosfera, chiamata *NDVI_{TOA}*. È più accurato, comunque, correggere atmosfericamente i valori al top dell'atmosfera per ottenere la riflessività della superficie e in questo modo stimare valori di *NDVI* più rappresentativi delle superfici naturali, denominati *NDVI_{surf}*. Poiché l'*NDVI* è costruito da una differenza normalizzata, ci si aspettano valori bassi di differenza tra *NDVI_{TOA}* e *NDVI_{surf}*.

Di seguito sono illustrati due differenti metodi di correzione atmosferica ed un confronto tra i valori ottenuti mediante la loro applicazione e quelli ottenuti rispetto all'*NDVI_{TOA}*.

5.1.3 Correzione atmosferica basata sui dati dell'immagine

Questo metodo è stato sviluppato da Chavez (1996) e il suo principale vantaggio è che i dati necessari per effettuare la correzione atmosferica sono ottenuti dall'immagine stessa. A questo scopo la riflessività superficiale è calcolata mediante l'equazione:

$$\rho_{\text{sup}} = \frac{\pi(L_{\text{sat}} - L_p)d^2}{E_o \cos \theta_z T_z} \quad (81)$$

dove L_{sat} è la radianza al sensore, T_z è la trasmittività atmosferica tra il sole e la superficie, θ_z è l'angolo solare zenitale, E_o è l'irradianza solare spettrale al top dell'atmosfera, d è la distanza Terra-Sole ed L_p è la radianza risultante dall'interazione della radianza elettromagnetica con le componenti atmosferiche (molecole ed aerosol) che può essere così ottenuta:

$$L_p = L_{\text{min}} - L_{1\%} \quad (82)$$

dove L_{min} è la radianza che corrisponde ad un valore digitale per il quale la somma di tutti i pixel con valori digitali inferiori o uguali a questo valore è pari allo 0.01% di tutti i pixel dell'immagine considerata. Il termine $L_{1\%}$ è dato da

$$L_{1\%} = \frac{0.01 \cos \theta_z T_z E_o}{\pi d^2} \quad (83)$$

assumendo valori di T_z pari a 0.85 e 0.91 per le bande TM3 e TM4, rispettivamente (Chavez, 1996).

5.2 Modello METRIC

L'algoritmo METRIC, implementato in linguaggio IDL, è un modello di calcolo per l'evapotraspirazione reale derivato dal SEBAL (Bastiaanssen et al., 1998a,b); si basa sul calcolo dell'evapotraspirazione dall'equazione di bilancio energetico e precisamente la ottiene come differenza tra l'energia netta in arrivo sulla superficie, R_n , e i valori dell'energia assorbita dal suolo, G , e del calore sensibile trasferito all'aria, H :

$$LE = R_n - G - H \quad (84)$$

dove:

- LE è il flusso di calore latente (W/m^2);
- R_n è il flusso di radiazione netta sulla superficie (W/m^2);
- G è il flusso di calore nel suolo (W/m^2).

5.2.1 Equazione del bilancio di radiazione superficiale

Il primo passo nella procedura METRIC è rappresentato dalla stima del flusso radiativo superficiale utilizzando la seguente equazione di bilancio:

$$R_n = (1-\alpha) R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1-\varepsilon_0) R_{L\downarrow} \quad (85)$$

dove:

α è l'albedo superficiale o coefficiente di riflessione, ovvero la parte di radiazione riflessa dalla superficie rispetto alla radiazione corta incidente;

ε_0 è l'emissività superficiale;

$R_{s\downarrow}$ è la radiazione solare globale ad onda corta incidente;

$R_{L\downarrow}$ è la radiazione ad onda lunga incidente;

$R_{L\uparrow}$ è la radiazione ad onda lunga uscente dalla superficie;

La radianza spettrale (L_b) è calcolata per ogni banda corta in base al DN (Digital Number) di ogni pixel. Per i Landsat 5 e 7 è calcolata con la seguente equazione:

$$L_b = \left(\frac{L_{MAX} - L_{MIN}}{Q_{CALMAX} - Q_{CALMIN}} \right) x (DN - Q_{CALMIN}) + L_{MIN} \quad (86)$$

dove:

- DN è il digital number di ogni pixel;
- LMAX e LMIN sono delle costanti di calibrazione;
- QCALMAX e QCALMIN sono il più alto e il più basso valore della radianza riscalata nel DN.

Per il Landsat 5, QCALMAX = 255 e QCALMIN = 0 per cui l'equazione (86) diventa:

$$L_b = \left(\frac{L_{MAX} - L_{MIN}}{255} \right) x(DN) + L_{MIN} \quad (87)$$

Il Landsat 7 ETM+ fornisce un file *Header* contenete informazioni sui dati ancillari delle immagini dai quali è possibile ottenere L_b come:

$$L_b = (\text{Gain} \times \text{DN}) + \text{Bias} \quad (88)$$

Ottenuta la radianza al satellite, è possibile ricavare la riflettenza, ovvero il rapporto tra la radiazione riflessa e la radiazione incidente:

$$\rho_{t,b} = \frac{\pi \times L_b}{\cos \theta \times d_r \times ESUN_b} \quad (89)$$

dove L_b rappresenta la radianza spettrale per ogni banda, $ESUN_b$ rappresenta l'irradianza solare eso-atmosferica per la banda b ($\text{W}/\text{m}^2/\mu\text{m}$), $\cos \theta$ è il coseno dell'angolo di incidenza solare (rispetto al nadir), d_r è l'inverso del quadrato della distanza relativa terra-sole. Il parametro d_r è calcolabile tramite l'equazione di Duffie e Beckman (1980)

$$d_r = 1 + 0.033 \cos \left(\text{DOY} \frac{2\pi}{365} \right) \quad (90)$$

dove DOY rappresenta i giorni sequenziali dell'anno.

L'assorbimento e la riflessione dell'energia ad onde corte nell'atmosfera terrestre varia in funzione della lunghezza d'onda. La riflettenza calcolata al satellite deve quindi essere corretta. Nel codice METRIC le correzioni atmosferiche avvengono seguendo la procedura introdotta da Tasumi et al. (2007). E' possibile riscrivere la riflettenza nel seguente modo:

$$\rho_{s,b} = \frac{\rho_{t,b} - C_b(1 - \tau_{in,b})}{\tau_{in,b} - \tau_{out,b}} \quad (91)$$

dove:

$\rho_{t,b}$ è la riflettenza al satellite per la banda b , $\tau_{in,b}$ e $\tau_{out,b}$ sono le trasmittanze di banda corta per la radiazione solare incidente e per la radiazione ad onda corta riflessa dalla superficie. Il coefficiente di calibrazione C_b è un dato tabellato.

$$\tau_{out,b} = c_1 \exp \left[\frac{c_2 P_{air}}{K_t x 1} - \frac{c_3 W + c_4}{1} \right] + c_5 \quad (92)$$

La pressione dell'aria è calcolata utilizzando la legge universale dei gas, come standardizzata da Allen et al. (1998) e dalla ASCE-EWRI (2005):

$$P_{air} = 101.3 \left(\frac{T_{std,atm} + 273.16 - 0.006z}{T_{std,atm} + 273.16} \right)^{5.26} = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26} \quad (93)$$

con T_{std_atm} temperatura per l'atmosfera standard ($^{\circ}\text{C}$), z altitudine dell'immagine sul livello del mare (m).

In aree dove variano le caratteristiche del terreno, P_{air} varia da pixel a pixel.

L'acqua condensabile è calcolata seguendo la formula di Garrison e Adler (1990):

$$W = 0.14e_a P_{air} + 2.1 \quad (94)$$

dove e_a è la pressione di vapore in vicinanza della superficie (kPa) calcolata nel momento di presa dell'immagine, misurata in una stazione meteorologica locale, mentre W è espressa in mm.

Il passo finale è quello di calcolare l'albedo della superficie in banda larga, integrando la riflettanza "at-surface". Tale valore è calcolato usando dei pesi definiti da Starks et al. (1991):

$$\alpha = \sum_{b=1}^6 [\rho_{s,b} \cdot w_b] \quad (95)$$

dove w_b è il coefficiente definito da Tasumi et al. (2007).

5.2.2 Radiazione ad onda corta incidente ($R_{s\downarrow}$)

La radiazione ad onda corta incidente è il flusso di radiazione solare diffusa e diretta che impatta con la superficie terrestre (W/m^2) e rappresenta la principale fonte di energia per l'evapotraspirazione. $R_{s\downarrow}$ è calcolata come una costante per le immagini temporali, assumendo condizioni di cielo sereno (il cielo sereno è un prerequisito per usare le immagini satellitari), ed è data da:

$$R_{s\downarrow} = G_{sc} \cos\theta d_r \tau_{sw} \quad (96)$$

dove G_{sc} è la costante solare ($1367 \text{ W}/\text{m}^2$), $\cos\theta$ è il coseno dell'angolo di incidenza solare, d_r è l'inverso del quadrato della distanza relativa terra-sole, τ_{sw} è la trasmissività atmosferica di banda larga, calcolata usando una funzione fornita da ASCW-EWRI (2004) che considera gli effetti dell'angolo di inclinazione solare e del vapore acqueo sull'assorbimento della radiazione ad onda corta con separate componenti per la radiazione concentrata e quella diffusa:

$$\tau_{sw} = \tau_B + \tau_D \quad (97)$$

dove τ_B è l'indice di trasmissività per la radiazione concentrata diretta (adimensionale) e τ_D è l'indice di trasmissività per le radiazioni diffuse (adimensionale). L'equazione per ricavare τ_B , utilizzata da Allen (1996) e ricavata da Majumdar et al. (1972), è di seguito riportata:

$$\tau_B = 0.98 \exp \left[\frac{0.00146 P_{air}}{K_t \cos \theta} - 0.075 \left(\frac{W}{\cos \theta} \right)^{0.4} \right] \quad (98)$$

L'indice di trasmissività diffuso è stimato da τ_D , seguendo le espressioni di Allen (1996):

$$\begin{aligned} \tau_D &= 0.35 - 0.36\tau_B && \text{per } \tau_B \geq 0.15 \\ \tau_D &= 0.18 + 0.82\tau_B && \text{per } \tau_B < 0.15 \end{aligned} \quad (99)$$

5.2.3 Radiazione ad onda lunga in uscita

La radiazione ad onda lunga in uscita è rappresentata dal flusso di radiazione termica emessa dalla superficie terrestre verso l'atmosfera (W/m^2). Essa è calcolata in METRIC mediante la stima dell'emissività termica della superficie e della temperatura superficiale. Per il calcolo dell'emissività termica si utilizza l'indice NDVI.

In METRIC sono calcolati tre indici comuni di vegetazione per ogni pixel: l'Indice di Differenza Normalizzata di Vegetazione (NDVI), l'Indice di vegetazione di correzione del terreno (SAVI), l'Indice di copertura fogliare dell'area (LAI).

NDVI rappresenta il rapporto tra le differenze di riflettività tra la banda infrarossa e quella rossa e la loro somma:

$$NDVI = \frac{(\rho_{t,4} - \rho_{t,3})}{(\rho_{t,4} + \rho_{t,3})} \quad (100)$$

dove $\rho_{t,4}$ e $\rho_{t,3}$ sono le riflettività misurate al satellite per le bande 3 e 4. NDVI è un indicatore sensibile alla quantità e alla qualità del verde vegetativo.

L'indice SAVI è simile all'NDVI, ma sottrae gli effetti del suolo dall'indice NDVI, quindi l'impatto del suolo ha l'effetto di ridurre l'indice di vegetazione (il SAVI può essere visto come un indice ridotto rispetto all'NDVI, in cui si tiene conto degli effetti del suolo). L'indice SAVI si calcola con la seguente equazione:

$$SAVI = \frac{(1+L)(\rho_{t,4} - \rho_{t,3})}{(L + \rho_{t,4} + \rho_{t,3})} \quad (101)$$

L è una costante per il SAVI. Se si pone L uguale a zero, il SAVI diventa uguale all'NDVI. Per L in letteratura è frequente l'uso del valore 0,5. Il LAI rappresenta il rapporto tra la somma delle aree occupate dalle piante e quella totale analizzata; ha le dimensioni di (m^2/m^2) ed è un indicatore della biomassa. Il LAI è calcolato usando un'equazione empirica fornita da Trezza et al.(2002):

$$\begin{aligned}LAI &= 11SAVI^3 && \text{per } SAVI \leq 0.817 && (102) \\LAI &= 6 && \text{per } SAVI > 0.817\end{aligned}$$

L'emissività superficiale (ϵ) è la parte di energia irradiata dalla superficie rispetto all'energia termica irradiata da un corpo nero alla stessa temperatura. In METRIC sono usate due emissività superficiali. La prima rappresenta il comportamento della superficie rispetto alle emissioni termiche riguardo alla banda 6 del Landsat (da 10,4 a 12,5 μm), espressa come ϵ_{NB} . Questa banda di frequenza corrisponde alla finestra delle onde lunghe atmosferiche. La seconda è l'emissività relativa allo spettro termico lungo (da 6 a 14 μm), espresso come ϵ_o . ϵ_{NB} è utilizzata per il calcolo della temperatura superficiale (T_s), mentre ϵ_o per il calcolo dell'emissione di radiazione lunga dalla superficie.

L'emissività superficiale è calcolata usando le equazioni empiriche trovate da Tasumi et al. (2003c) basate sull'emissività spettrale termica del suolo e della vegetazione, ricavata dal MODIS UCSB Emissivity Library. L'indice NDVI è usato per filtrare i dati che si riferiscono al suolo e alla vegetazione ($NDVI > 0$) da quelli che si riferiscono all'acqua e alla neve ($NDVI < 0$).

Per $NDVI > 0$ si ha:

$$\epsilon_{ND} = 0.97 + 0.0033 LAI \quad \text{per } LAI \leq 3 \quad (103)$$

$$\epsilon_o = 0.95 + 0.01 LAI \quad \text{per } LAI \leq 3 \quad (104)$$

$$\epsilon_{ND} = 0.98 \quad e \quad \epsilon_o = 0.98 \quad \text{per } LAI > 3$$

Per $NDVI \leq 0$ si ha:

$$\text{per acqua: } \alpha < 0.47 \quad \epsilon_{ND} = 0.99 \quad e \quad \epsilon_o = 0.985$$

$$\text{per la neve: } \alpha \geq 0.47 \quad \epsilon_{ND} = 0.99 \quad e \quad \epsilon_o = 0.985$$

Una correzione della radiazione termica superficiale (R_c) è calcolata, secondo Wukelic et al. (1989) come:

$$R_c = \frac{L_6 - R_p}{R_{NB}} - (1 - \epsilon_{NB}) R_{sky} \quad (105)$$

dove L_6 è la radianza spettrale della banda 6, R_p è la radianza nella banda di frequenza compresa tra 10,4 e 12,5 μm , R_{sky} è la radiazione termica nella narrow band per cielo sereno ($\text{W}/\text{m}^2/\text{sr}/\mu\text{m}$) e τ_{NB} è la trasmissività dell'aria nella banda corta. Le unità di misura per R_c sono $\text{W}/\text{m}^2/\text{sr}/\mu\text{m}$.

La radiazione termica corretta (R_c) rappresenta la radiazione emessa dalla superficie quando L_6 è la radianza captata dal satellite. I valori di R_p e τ_{NB} richiedono l'uso di un modello di simulazione per il trasferimento della radiazione in atmosfera, come il MODTRAN, e i profili da radiosonde come dati di input.

R_{sky} può essere calcolato utilizzando la formula empirica:

$$R_{sky} = (1.807 \times 10^{-10}) T_s^4 [1 - 0.26 \exp(-7.77 \times 10^{-4} (273.15 - T_s)^2)] \quad (106)$$

dove T_a (K) è la temperatura dell'aria in vicinanza della superficie nell'istante in cui è ottenuta l'immagine.

La temperatura superficiale è calcolata nel modello usando l'equazione modificata di Plank:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\epsilon_{NB} K_1}{R_c} + 1\right)} \quad (107)$$

dove T_s è la temperatura superficiale (K), R_c è la radiazione termica corretta sulla superficie e K_1 e K_2 sono costanti per le immagini Landsat.

5.2.4 La radiazione ad onda lunga uscente ($R_{L\uparrow}$)

La radiazione ad onde lunghe uscente viene calcolata utilizzando la legge di Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\uparrow} = \epsilon_0 \sigma T_s^4 \quad (108)$$

dove ϵ_0 è l'emissività di banda larga in superficie (adimensionale), σ è la costante di Stefan-Boltzmann ($5,6 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$), T_s è la temperatura della superficie (K).

I valori per $R_{L\uparrow}$ possono variare tra 200 e 700 W/m^2 in relazione allo spazio e al tempo associato all'immagine.

5.2.5 Radiazione incidente ad onda lunga $R_{L\downarrow}$

La radiazione incidente ad onda lunga è rappresentata dal flusso di radiazione termica originato dall'atmosfera (W/m^2). Essa è calcolata usando l'equazione di Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\downarrow} = \epsilon_a \sigma T_a^4 \quad (109)$$

dove ϵ_a è l'emissività effettiva atmosferica (adimensionale), σ è la costante di Stefan-Boltzmann ($5,6 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$), T_a è la temperatura dell'aria in vicinanza della superficie (K).

La seguente equazione empirica di Bastiaansen (1995) è applicata utilizzando i coefficienti trovati da Allen (2000) usando dati raccolti su coltivazioni:

$$\varepsilon_a = 0.85(\ln(\tau_{sw}))^{0.09} \quad (110)$$

dove τ_{sw} è la trasmittività atmosferica ad onda lunga per la radiazione ad onda corta. I coefficienti originali di Bastiaansen (1995) conducono alla seguente equazione:

$$\varepsilon_a = 1.08 \times (-\ln\tau_{sw})^{265} \quad (111)$$

Sostituendo la (110) nella (109) otteniamo l'equazione:

$$R_{L\downarrow} = 0.85 \times (\ln\tau_{sw})^{0.09} \sigma T_a^4 \quad (112)$$

5.2.6 Flusso di calore dal suolo (G)

Il flusso termico attraverso il terreno è quella parte del flusso totale accumulato nel suolo e nella vegetazione attraverso il fenomeno della conduzione. METRIC e SEBAL in generale calcolano il rapporto G/R_n usando la seguente equazione empirica ricavata da Sebastiaanssen (1995), che rappresenta il valore osservato intorno a mezzogiorno:

$$\frac{G}{R_n} = T_s(0.038 + 0.0074\alpha)(1 - 0.98NDVI^4) \quad (113)$$

dove T_s è la temperatura in superficie ($^{\circ}\text{C}$), α è l'albedo di superficie, $NDVI$ è l'indice normalizzato di differenza della vegetazione.

G è calcolato moltiplicando il valore G/R_n per R_n . In alternativa all'equazione (113) è stata ottenuta da Tasumi et al. (2003 b) un'espressione che utilizza i dati di flusso di calore dal suolo raccolti da Dr.J.L.Wright:

$$\frac{G}{R_n} = 0.05 + 0.18e^{0.521LAI} \quad \text{per } LAI \geq 0.5 \quad (114)$$

$$\frac{G}{R_n} = 1.80 \left(\frac{T_s - 273.16}{R_n} \right) + 0.084 \quad \text{per } LAI < 0.5 \quad (115)$$

dove T_s è espresso in (K) e LAI rappresenta l'indice di copertura fogliare dell'area.

5.2.7 Flusso di calore sensibile (H)

Il flusso di calore sensibile (H) è quella parte di energia persa dall'aria per effetto della convezione e della conduzione a causa delle differenze di temperatura. È calcolato mediante l'equazione base del trasporto di energia come effetto di un gradiente di temperatura aerodinamico monodimensionale:

$$H = \frac{\rho c_p dT}{r_{ah}} \quad (116)$$

dove ρ è la densità dell'aria (kg/m^3), c_p è il calore specifico dell'aria a pressione costante (1004J/kg/K), dT è la differenza di temperatura ($T_1 - T_2$) misurata in (K) tra due altezze (z_1 e z_2) e r_{ah} è la resistenza aerodinamica al trasporto di energia (s/m).

Il flusso di calore sensibile (H) è funzione del gradiente di temperatura superficiale, della rugosità della superficie e della velocità del vento. L'equazione (116) è difficile da risolvere poiché ci sono valori non conosciuti di r_{ah} e dT . Il valore di dT si calcola andando a considerare l'esistenza di una relazione lineare con la temperatura superficiale T_s e due parametri a e b , che si ricavano invertendo l'equazione di bilancio energetico e considerando che il pixel freddo è caratterizzato da $ET = 0$ mentre il pixel caldo da $ET = ET_{potenziale}$.

La resistenza aerodinamica è legata alla spinta e al galleggiamento dell'aria calda in superficie, specialmente quando H è grande. In questo caso la correzione di r_{ah} è necessaria per tenere in conto degli effetti del galleggiamento. Per il calcolo di H e r_{ah} si usano metodi iterativi. Durante la prima iterazione la resistenza aerodinamica al trasporto di calore (r_{ah}) è calcolata in condizioni di stabilità atmosferica neutra con la seguente equazione:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* k} \quad (117)$$

dove z_1 e z_2 sono le altezze in metri sopra il piano campagna della vegetazione, u^* è la velocità di frizione (m/s) che quantifica la velocità turbolenta di fluttuazione dell'aria, k è la costante di Von Karman (0,41).

La velocità di frizione u^* è calcolata durante la prima iterazione usando la legge logaritmica del vento per le condizioni di atmosfera neutra:

$$u_* = \frac{k u_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{om}}\right)} \quad (118)$$

dove:

- K è la costante di Von Karman
- u_x la velocità del vento (m/s) all'altezza z_x
- z_{om} è la lunghezza di rugosità (m)

z_{om} è una misura della resistenza aerodinamica e dell'attrito superficiale per lo stato di aria interagente con la superficie del terreno. Il livello di spostamento zero (d) e la lunghezza di rugosità della quantità di moto sono definiti come la velocità del vento estrapolata da zero a ($d+z_{om}$). z_{oh} è difficile da stimare in qualsiasi condizione di vegetazione (densa o rada).

5.2.8 Flusso di calore latente (LE)

Il flusso di calore latente è quella parte del flusso di calore che lascia la superficie mediante l'evapotraspirazione. È calcolato per ogni pixel usando l'equazione di bilancio energetico:

$$LE = R_n - G - H \quad (119)$$

Il valore istantaneo di evapotraspirazione, ET, espresso come altezza d'acqua equivalente evaporata, è calcolato con:

$$ET_{INST} = 3600LE/\lambda \quad (120)$$

λ = calore latente di vaporizzazione, definito come il calore assorbito per l'evaporazione di 1 kg di acqua ed è calcolato con:

$$\lambda = (2.05 - 0.00236(T_s - 273)) * 10^6 \quad (121)$$

La frazione di ET di riferimento (ET_rF) è definita dal rapporto tra ET_{INST} dell'equazione (120) ed ET_r calcolata dai dati meteorologici per ogni pixel, per cui:

$$ET_r F = \frac{ET_{INST}}{ET_r} \quad (122)$$

dove:

- ET_{INST} (mm/h) valore istantaneo di evapotraspirazione calcolato con l'equazione (120);
- ET_r evapotraspirazione di riferimento, calcolata per una coltivazione di riferimento alfa alfa, alta 0,5 m, al momento di rilievo dell'immagine, ricavata tramite il software ET_r;
- ET_rF è simile a K_c (coefficiente colturale) ed è usato per estrapolare dalle immagini l'ET su scala temporale di 24 ore, o maggiore.

E' possibile quindi ottenere l'evapotraspirazione reale giornaliera come:

$$ET_{24} = ETrFxET_{r24} \quad (123)$$

dove ET_{r24} è il valore cumulativo di ET_r orario, relativo al giorno di acquisizione dell'immagine e si ottiene sommando i valori orari di ET_r per le 24 ore del giorno in esame. ET_{24} è calcolato in METRIC usando i file d'immagine per H, G, R_n e T_s , nonché i valori di ET_r e ET_{r24} .

5.3 Il Modello 3T

Il modello 3T consente di stimare la traspirazione utilizzando come dati di input la temperatura dell'aria, la temperatura del suolo e la radiazione netta.

Esso presenta alcuni vantaggi rispetto ad altri modelli presenti in letteratura (Guo Yu QIU et al., 2002):

1. la semplicità e la facilità di applicazione;
2. la mancanza dei termini di resistenza aerodinamica e di resistenza superficiale, che rappresentano parametri critici per la stima della traspirazione;
3. la riduzione del numero di osservazioni in campo;
4. la mancanza di valutazioni del fetch.

In accordo con i modelli micrometeorologici (utilizzati per la stima dell'evapotraspirazione), introducendo il concetto di "foglia di riferimento", ovvero di foglia caratterizzata da flusso traspirativo nullo, è possibile ricavare la traspirazione attraverso la seguente espressione:

$$T = R_n - R_{np} \frac{T_s - T_a}{T_p - T_a} \quad (124)$$

dove:

- T è il valore di traspirazione della copertura vegetale (Wm^{-2})
- R_{np} è la radiazione netta relativa alla foglia di riferimento (Wm^{-2})
- T_p è la temperatura della foglia di riferimento.

Perché sono coinvolte tre temperature (T_s, T_a, T_p), l'equazione (124) viene indicata come modello delle tre temperature o modello 3T.

5.3.1 Il modello 3T rivisitato e l'utilizzo del remote sensing

Il modello 3T rivisitato è un modello di tipo residuale basato sull'equazione di bilancio energetico superficiale, dove la radiazione netta, R_n , è bilanciata dal flusso di calore nel suolo, G , dal flusso di calore sensibile, H , e dal flusso di calore latente superficiale, LET :

$$R_n = G + H + LET \quad (125)$$

La radiazione netta globale è ottenuta come somma dei contributi derivanti dal suolo nudo e dalla copertura vegetale secondo le seguenti espressioni:

$$\begin{aligned}R_n &= R_{n,s} + R_{n,c} \\R_{n,s} &= G_s + H_s + LE \\R_{n,c} &= H_c + LT\end{aligned}\quad (126)$$

dove:

- $R_{n,s}$ è la radiazione netta al suolo;
- $R_{n,c}$ è la radiazione netta alla copertura;
- H_s è il flusso di calore sensibile del suolo;
- H_c è il flusso di calore sensibile della copertura;
- LE è il flusso di calore latente del suolo;
- LT è il flusso di calore latente della copertura.

I parametri principali del modello 3T risultano quindi essere:

1. la temperatura della superficie terrestre (LST),
2. la temperatura dell'aria, T_a ;
3. le temperature di riferimento sia del suolo che dell'aria del sito oggetto di studio.

È possibile quindi esplicitare i contributi di evapotraspirazione del suolo nudo e della copertura vegetale nel seguente modo:

Evaporazione dal suolo (E):

$$LE_s = R_{n,s} - G_s - (R_{n,sd} - G_{sd}) \times \frac{T_s - T_a}{T_{sd} - T_a} \quad (127)$$

Traspirazione della vegetazione (T):

$$LE_c = R_{n,c} - R_{n,cp} \times \frac{T_c - T_a}{T_{cp} - T_a} \quad (128)$$

dove:

- L è il calore latente di evaporazione, con un valore di $2,49 \cdot 10^6 \text{ Wm}^{-2}\text{mm}^{-1}$
- E è l'evaporazione o la traspirazione in millimetri (mm).

Gli indici s , c , sd e cp indicano rispettivamente il suolo, la copertura vegetale, il suolo di riferimento e la copertura di riferimento, mentre R_n è la radiazione netta (Wm^{-2}), G è il flusso di calore nel suolo e T_a la temperatura dell'aria misurata in gradi Kelvin (K).

Il calcolo di ET per suoli eterogenei può esprimersi o sommando direttamente le due componenti LE_s ed LE_c oppure considerando il rapporto di copertura vegetale f come di seguito riportato:

$$L(ET) = LE_s + LE_c \quad (129)$$

$$L(ET) = (1 - f)LE_s + fLE_c \quad (130)$$

dove f rappresenta la percentuale di copertura vegetale dell'area. Studi approfonditi di questo fenomeno hanno dimostrato che l'equazione (129) dà risultati migliori della (130), per cui nel presente studio viene adottata tale formulazione.

Nel remote sensing, i siti di riferimento sono legati alla caratterizzazione dei pixel: la temperatura di riferimento, quindi, può essere ottenuta dall'inversione dell'equazione del bilancio energetico applicata ai pixel per cui si ha:

$$T_{s,d} = \frac{R_{n,s} - G_s}{\rho c_p} r_{a,s} + T_{a,s} \quad (131)$$

$$T_{c,p} = \frac{R_{n,c}}{\rho c_p} r_{a,c} + T_{a,c} \quad (132)$$

La radiazione netta del suolo nudo o della vegetazione può essere calcolata usando la:

$$R_{n,r} = f(R_{swd}, \alpha_r, \varepsilon_r, T_r, T_a) \quad (133)$$

mentre il flusso di calore nel suolo si ottiene dalla:

$$G_{sd} = f(R_{n,sd}) \quad (134)$$

Lo stato di copertura vegetale dei singoli pixel è definito dall'indice di copertura vegetale NDVI, pari a:

$$NDVI = \frac{\alpha_{nir} - \alpha_r}{\alpha_{nir} + \alpha_r} \quad (135)$$

dove α_{nir} e α_r rappresentano rispettivamente le riflettanze nella banda rossa e nel vicino infrarosso.

In caso di pixel eterogenei, per l'applicazione dell'equazione (129) è richiesta la scomposizione della temperatura nelle due componenti relative al suolo e alla vegetazione; si utilizzano le seguenti relazioni:

$$\begin{aligned} fT_{cm} &= (1 - f)T_{sm} = T_{mix} \\ T_{sm} - T_{cm} &= a(T_{mix} - T_a)^m \quad (136) \end{aligned}$$

dove T_{sm} e T_{cm} sono, rispettivamente, le temperature separate della vegetazione e del suolo nudo contenuti nel pixel con suolo eterogeneo; a ed m sono coefficienti ricavati empiricamente (generalmente si assume $a=0.1$ e $m=2$).

Il coefficiente f può essere determinato mediante la:

$$f = \left(\frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right)^2 \quad (137)$$

I valori di NDVI minimo e massimo corrispondono rispettivamente al suolo nudo e al suolo completamente coperto di vegetazione.

La radiazione netta assorbita rispettivamente dalla vegetazione e dal suolo nudo sarà:

$$R_{n,cm} = R_{n,mix}[1 - \exp(-0.45LAI)] \quad (138)$$

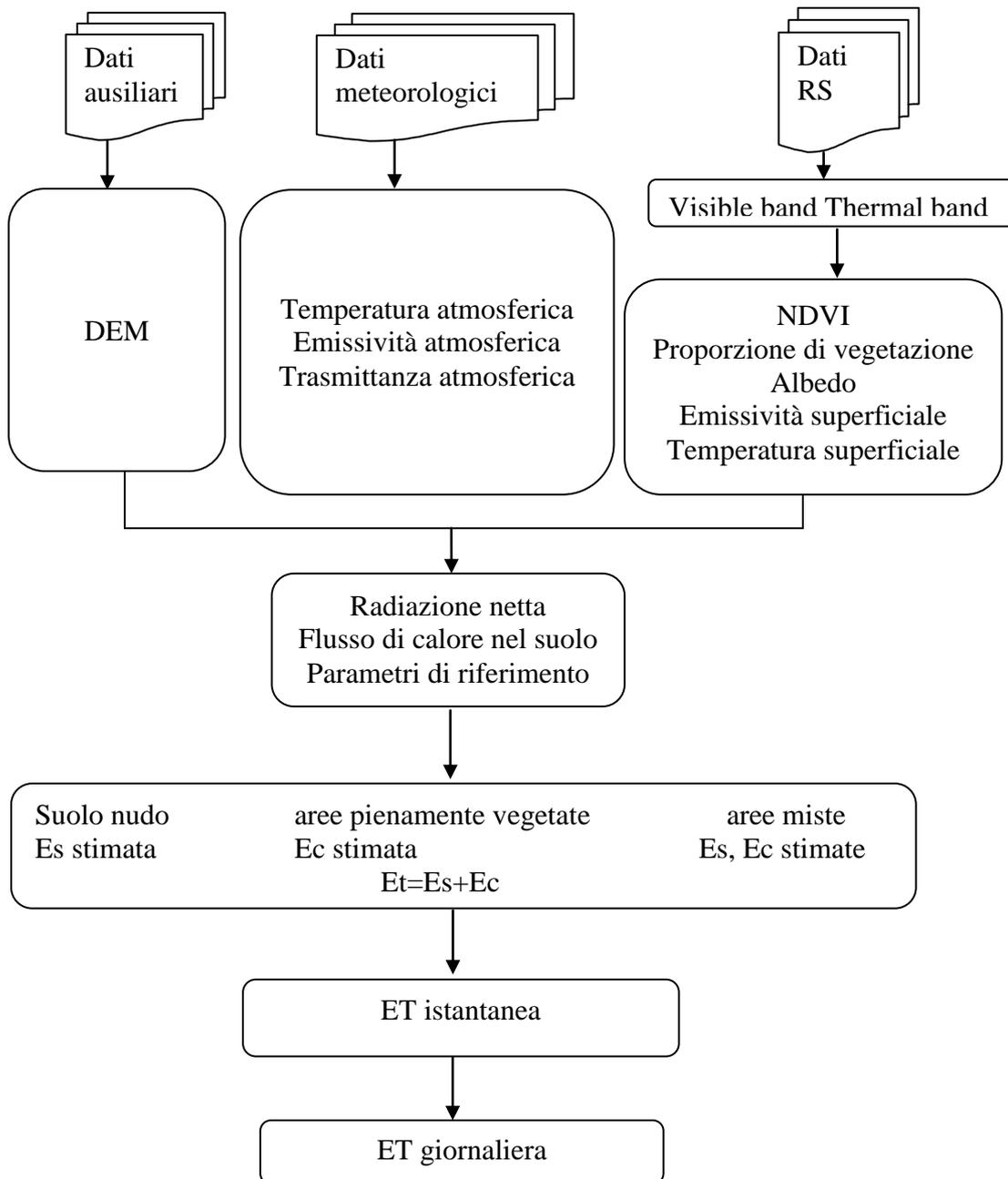
$$R_{n,sm} = R_{n,mix}[\exp(-0.45LAI)] \quad (139)$$

dove il LAI è definito come indice di copertura fogliare del pixel in esame e $R_{n,mix}$ è la radiazione netta complessiva assorbita dal pixel eterogeneo.

Lo schema seguente mostra i passi da compiere per il calcolo dell'evapotraspirazione con l'utilizzo del modello 3T basato sulla temperatura superficiale del suolo rilevata da satellite (LST):

La validazione del modello 3T, mediante studi effettuati in diverse parti del mondo, ha mostrato come sia possibile ottenere risultati soddisfacenti utilizzando metodi di calcolo semplificati rispetto a quelli più complessi del bilancio energetico proposti in precedenza, che richiedono più dati di input e, a volte, di difficile determinazione. Confrontato con i classici modelli residuali, SEBAL, SEBS, METRIC, etc., a parità di condizioni, il modello 3T risulta di più facile implementazione, in quanto richiede meno dati, facilmente ricavabili da osservazioni satellitari e da stazioni meteorologiche in situ, fornendo, comunque, valori di evapotraspirazione molto vicini a quelli ricavati con gli altri modelli; inoltre, ulteriore vantaggio è quello di poter utilizzare il modello per ampie aree con copertura vegetale eterogenea, ottenendo a volte risultati più precisi e veritieri.

Il seguente diagramma di flusso definisce i dati di input del modello e le procedure da seguire per l'applicazione dello stesso.



La temperatura LST (Land Surface Temperature) si ricava dalla banda termica dell'immagine Landsat mediante l'equazione:

$$T_s = \frac{T_{sensor}}{1 + (\lambda T_{sensor} / A) \ln \epsilon_0} \quad (140)$$

λ = centro della lunghezza d'onda della banda termica in metri

$A = \text{costante} = 1.49 \times 10^{-2} \text{ m K}$

T_{sensor} = temperatura di brillantezza in K

ε_0 = emissività superficiale

L'emissività superficiale è necessaria per la stima di LST e della radiazione netta. Sobrino et al. (2004) hanno fornito un algoritmo di calcolo per l'emissività per tre differenti valori di NDVI.

Se $\text{NDVI} < \text{NDVI}_{\min}$ ε_0 viene calcolato usando il valore di riflettanza nella regione del rosso.

Se $\text{NDVI} > \text{NDVI}_{\max}$, $\varepsilon_0 = 0.99$

Se $\text{NDVI}_{\min} \leq \text{NDVI} \leq \text{NDVI}_{\max}$ si ha:

$$\varepsilon_0 = 0.004f + 0.986 \quad (141)$$

assumendo valori 0.97 e 0.99 rispettivamente per suolo nudo e completamente coperto da vegetazione (f rappresenta la percentuale di copertura vegetale).

T_{sensor} può essere calcolato con la seguente relazione:

$$T_{\text{sensor}} = \frac{K_2}{\ln(1+K_1/L_\lambda)} \quad (142)$$

e :

$$L_\lambda = \frac{(L_{\max} - L_{\min})(\text{QCAL}_i - \text{QCAL}_{\min})}{(\text{QCAL}_{\max} - \text{QCAL}_{\min})} + L_{\min} \quad (143)$$

dove i termini delle equazioni precedenti assumono il seguente significato:

K_1 e K_2 = costanti caratteristiche del sensore Landsat;

L_λ = radianza spettrale;

L_{\max} = radianza spettrale del sensore scalata a QCAL_{\max} ;

L_{\min} = radianza spettrale del sensore scalata a QCAL_{\min} ;

QCAL_i = digital number quantizzato

QCAL_{\max} = digital number quantizzato in corrispondenza di L_{\max} ;

QCAL_{\min} = digital number quantizzato in corrispondenza di L_{\min} .

La radiazione netta R_n viene calcolata mediante la seguente espressione:

$$R_n = R_{\text{swd}} - R_{\text{swu}} + R_{\text{lwd}} - R_{\text{lwu}} = (1 - \alpha)R_{\text{swd}} + \varepsilon_0 \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_0 \sigma T_s^4 \quad (144)$$

I termini R_{swd} , R_{swu} , R_{lwd} , R_{lwu} rappresentano rispettivamente la radiazione incidente ad onde corte, la radiazione uscente ad onde corte, la radiazione incidente ad onde lunghe e la radiazione uscente ad onde lunghe; α è l'albedo di superficie, σ è la costante di Stefan-Boltzman; ε_0 è l'emissività di superficie, ε_a è l'emissività atmosferica.

Il termine R_{swd} può essere calcolato utilizzando le seguenti equazioni:

$$R_{swd} = \tau S E_0 \cos \theta \quad (145)$$

$$\tau = 0.75 + 2 \times 10^{-5} \times h \quad (146)$$

con:

τ = coefficiente di trasmittanza atmosferica;

h = quota sul livello del mare;

S = costante solare;

E_0 = fattore di correzione dell'eccentricità dell'orbita terrestre;

dn = julian day (numero giorno dell'anno e vale 1 il primo di gennaio e 365 il 31 dicembre);

θ = angolo zenitale solare.

L'emissività atmosferica può essere calcolata con la seguente relazione:

$$\varepsilon_a = 9.2 \times 10^{-6} \times T_a^2 \quad (147)$$

Il flusso di calore nel suolo, G , si ricava nel seguente modo:

$$G = R_n [\Gamma_c + (1 - f)(\Gamma_s - \Gamma_c)] \quad (148)$$

dove $\Gamma_s = 0.315$ e $\Gamma_c = 0.05$ sono dei coefficienti empirici per suolo nudo e suolo vegetato.

La resistenza aerodinamica r_a si può calcolare con:

$$r_a = \frac{1}{ku_*} \ln \frac{Z_{ref}}{Z_{oh}} \quad (149)$$

$$u_* = \frac{ku_z}{\ln(z/Z_{om})} \quad (150)$$

$$Z_{om} = \exp(-5.0809 + 5.62SAVI) \quad (151)$$

$$Z_{oh} = Z_{om} \exp(-kB^{-1}) \quad (152)$$

$$kB^{-1} = S_{kB} u (T_{rad} - T_a) \quad (153)$$

In cui i termini delle equazioni precedenti hanno il seguente significato:

u_* = velocità di attrito a scala locale;

k = costante di von Karman =0.41

Z_{ref} = altezza di riferimento, inferiore di un fattore 10 rispetto all'estensione del pixel;

Z = altezza sulla superficie;

u_z = velocità del vento ad altezza Z ;

Z_{om} = scabrezza superficiale locale per il momento di trasporto;

SAVI = indice di vegetazione della correzione del suolo;

Z_{oh} = scabrezza locale di superficie per il trasporto termico;

S_{kB} = costante = 0.15

T_{rad} = temperatura di superficie radiometrica.

Una volta introdotti tutti i dati in ingresso, come specificato in precedenza nel modello 3T, è possibile stimare l'evapotraspirazione istantanea, ET_i , e da questa l'evapotraspirazione giornaliera, pari a:

$$ET_d = \frac{2N \times ET_i}{\pi \sin(\pi \times t/N)} \quad (154)$$

dove:

N = periodo di tempo tra alba e tramonto nelle stesse unità di tempo;

t = tempo intercorso tra l'alba e il momento di passaggio del satellite.

6 Applicazione al caso studio: algoritmi di bilancio di massa ed energia

I modelli precedentemente esposti sono stati applicati all'immagine LANDSAT7-ETM+ del 26 settembre 1999 – 9.30 UTC (11.30 LT) della fascia jonica della Basilicata.

I risultati ottenuti mediante l'applicazione dei diversi modelli (STSEB, METRIC e 3T rivisitato) sono stati confrontati tra loro e con i valori di evapotraspirazione misurati dal lisimetro a pesata ($d = 30\text{m}$) presente presso la stazione di Policoro (MT) ($40^{\circ}10'15''\text{N}$; $16^{\circ}38'53''\text{E}$).

Occorre sottolineare che a tali modelli sono state apportate alcune modifiche, al fine di migliorarne le prestazioni. In particolare, la mappa di uso del suolo utilizzata è stata ricavata direttamente dall'immagine satellitare mediante una metodologia di classificazione pixel – oriented (§5.1.1), così come la temperatura superficiale radiometrica (LST) (§5.1.2) è stata determinata bypassando l'utilizzo dei modelli di trasferimento radiativo (RTE), oggetto di forti incertezze dovute alla difficoltà di reperimento di dati in sito, mettendo a punto una specifica procedura basata sui modelli di Jimenez – Munoz & Sobrino (2003) e Qui et al. (2001).

I risultati ottenuti mostrano una stima leggermente più accurata dell'evapotraspirazione da parte del modello 3T su un'area test di $250\text{ m} \times 250\text{ m}$, in particolare si ha un valore lisimetrico misurato pari a $2,87\text{ mm/g}$ contro i valori di evapotraspirazione stimati di $ET_{\text{METRIC}} = 2.7 \pm 0.12\text{ mm/g}$, $ET_{\text{STSEB}} = 3.01 \pm 0.58\text{ mm/g}$, $ET_{3T} = 2.63 \pm 0.09\text{ mm/g}$.

La scelta dell'utilizzo delle immagini Landsat è legata all'alta risoluzione spaziale che le caratterizza ($30\text{m} \times 30\text{m}$). Tuttavia la risoluzione temporale delle immagini Landsat (16 giorni) e la discontinuità di acquisizione delle stesse per il periodo del 2008 per cui erano disponibili i dati eddy hanno indotto all'utilizzo anche di immagini Modis/Terra, ed in particolare delle bande a risoluzione spaziale di $250\text{ m} \times 250\text{ m}$. A tal proposito, ulteriore validazione e verifica della modellizzazione del bilancio energetico di tipo residuale è stata condotta confrontando i risultati dei modelli già applicati con le misure eddy dei flussi evapotraspirativi ottenute dalla stazione eddy covarianza di Terra Montonata, nei pressi di Pisticci – MT ($40^{\circ}18'25''\text{N}$; $16^{\circ}44'40''\text{E}$), utilizzando come supporto le immagini MODIS del 25/06/2008, 11/07/2008, 27/07/2008 e 29/09/2008 (10:30 LT), evidenziando anche in questo caso un buon accordo tra dati sperimentali e modellati.

Figura 58 Mappa Mappa di ET(mm/d) (3T rivisitato) LANDSAT 7 ETM+ 26/09/1999

6.1 Area di studio

La scelta della fascia jonica della Basilicata come area di studio e di verifica dei modelli applicati è legata sia all'importanza socio-economica e turistica che tale area riveste per la Basilicata e per il Sud d'Italia, sia alla disponibilità di dati utili all'applicazione e alla verifica dei modelli stessi. In particolare, i dati meteorologici al suolo sono stati forniti dall'ALSIA (Agenzia Lucana di Sviluppo ed Innovazione in Agricoltura), mentre un lisimetro a pesata in località Policoro, all'interno dell'area di studio e in prossimità della stazione Eddy Covariance di Terra Montonata, ha fornito i dati di evapotraspirazione reale.

Il territorio della Basilicata è prevalentemente montuoso (per il 46,8%) o collinare (per il 45,1%), mentre le pianure ne costituiscono solo l'8%. È distinto in due zone fondamentali: a ovest una fascia formata dai rilievi dell'Appennino Lucano, in termini amministrativi grosso modo coincidente con la provincia di Potenza, a est un'area di colline che essenzialmente forma la provincia di Matera e che man mano digrada verso lo Jonio, lungo il quale si stende l'unica vera pianura della regione. La breve costa (15 km) lungo il mar Tirreno è alta e rocciosa, mentre i circa 35 km di litorale sul mar Ionio, da Metaponto a Nova Siri, presentano spiagge prevalentemente sabbiose, dove sfociano 5 dei principali fiumi lucani: il Bradano, il Basento, il Cavone, l'Agri e il Sinni. A ridosso della fascia costiera si estendono i territori coltivati della pianura metapontina, ricca di risorse storiche e naturali, racchiusa dal Mar Jonio e alle spalle dal declinare della collina materana, le cui produzioni di frutta e ortaggi, esportate in tutta Europa, rappresentano un vero e proprio tesoro dell'agricoltura regionale.

La fascia jonica è caratterizzata da un clima di tipo temperato caldo. La temperatura media annua varia da 14.5 a 16.9°C, con temperatura media mensile più fredda, variabile tra 6 e 9.9°C. Le precipitazioni sono molto irregolari, ma nel complesso non scarse; si accrescono, in generale, procedendo da sud verso nord e da est verso ovest, dove gli elevati massicci esercitano una più rilevante azione di cattura dei venti.

Le stazioni dell'ALSIA sono dotate di strumenti per misurazioni automatiche e in continuo di diversi parametri meteorologici. Il servizio, attivato nel 1996, gestisce una rete di 38 stazioni, distribuite sull'intero territorio regionale (figura 58) con rilevazione in particolare dei seguenti parametri:

1. temperatura dell'aria (°C);
2. temperatura del terreno (°C);
3. umidità relativa (%);

4. pioggia (mm);
5. direzione del vento;
6. velocità del vento (km/h);
7. radiazione solare globale (MJ m^{-2});
8. bagnatura fogliare (min).

La temperatura dell'aria è misurata mediante termo-resistenze da PT100 con una precisione di $\pm 0.1^\circ\text{C}$. La radiazione solare è misurata attraverso piranometri che lavorano nel range $0.3\text{-}2.5 \mu\text{m}$ con un'accuratezza di $\pm 2\%$. Gli strumenti utilizzati per la valutazione della componente orizzontale della velocità del vento sono classici anemometri a coppelle, con una precisione di $\pm 0.5 \text{ m/s}$.



Figura 59. Area di studio – fascia Ionica

In figura 59 si riporta l'area di studio con indicazione dei punti di misura, le denominazioni delle stazioni (ID), i comuni di appartenenza, le quote sul livello del mare e le coordinate geografiche.

Inoltre, presso la stazione agrometeorologica di Policoro ($40^\circ 10' 15''\text{N}$, $16^\circ 38' 53''\text{E}$), in provincia di Matera (Basilicata-Sud Italia) è collocato un lisimetro a pesata che registra valori di evapotraspirazione reale con una risoluzione di $\pm 0.06 \text{ mm}$.

| ID | Comune | Altitudine a.s.l. (m) | Lat N | Lon E |
|-----|------------|--------------------------|----------|----------|
| CRP | Pisticci | 51 | 40.434 | 16.761 |
| ME3 | Bernalda | 68 | 40.414 | 16.580 |
| MO4 | Montalbano | 154 | 40.391 | 16.790 |
| MO6 | Tursi | 92 | 40.364 | 16.620 |
| NS3 | Nova Siri | 152 | 40.363 | 16.536 |
| PAN | Metaponto | 24 | 40.281 | 16.615 |
| PI1 | Pisticci | 192 | 40.252 | 16.567 |
| PI3 | Pisticci | 52 | 40.226 | 16.626 |
| PO1 | Policoro | 117 | 40.183 | 16.688 |
| PO3 | Policoro | 6 | 40.148 | 16.589 |

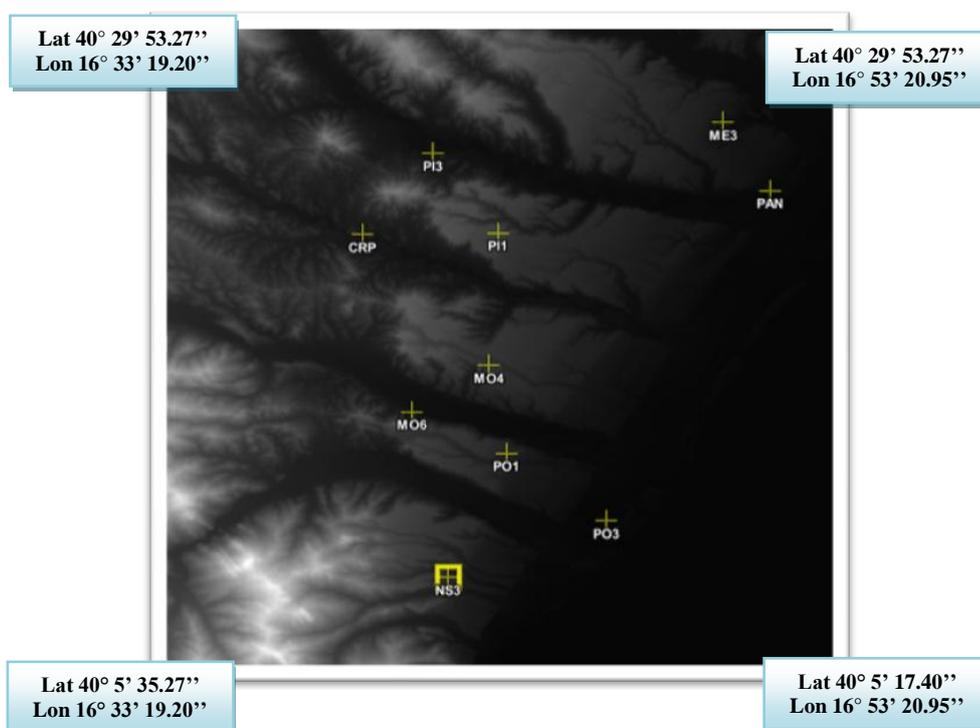


Figura 60. Localizzazione delle stazioni ALSIA ricadenti nella fascia ionica

6.2 Validazione dei modelli a scala puntuale – LANDSAT 7 ETM+ 26/09/1999

Una fase preliminare all'applicazione dei modelli è consistita nel pretrattamento dell'immagine, ovvero nell'insieme delle procedure di acquisizione, georeferenziazione, correzione delle distorsioni sistematiche e pulizia, finalizzate alla valutazione ed eliminazione di segnali "spuri" presenti nei dati, dovuti ad effetti atmosferici, a rumore spettrale e ad errori di campionamento. Successivamente si sono ricavate le mappe relative alla velocità del vento,

alla radiazione solare globale e alla temperatura dell'aria tramite interpolazione tipo Kriging dei dati ricavati dalle stazioni ALSIA.

Gli algoritmi di bilancio di massa ed energia descritti in precedenza sono stati implementati all'interno del software MATLAB e in linguaggio IDL, interfaccia del software ENVI. Di seguito si descrive la procedura di applicazione di modelli STSEB, METRIC e 3T rivisitato in riferimento all'immagine del satellite LANDSAT 7 ETM+ del 26/09/1999 (9:30 UTC).

6.2.1 Applicazione del modello STSEB

Il modello è stato implementato in MATLAB, dove il codice sorgente richiama una serie di sub directory. Nello specifico i dati di input sono:

1. Digital Number delle bande che vanno dalla 1 alla 7 (derivate dal processo di pretrattamento delle immagini satellitari)
2. Angolo zenitale
3. Julian Day
4. Sun Elevation
5. Irradianza extra atmosferica
6. Mappa di temperatura dell'aria
7. Mappa di velocità del vento.

È stato quindi possibile ricavare la seguente immagine di evapotraspirazione reale:

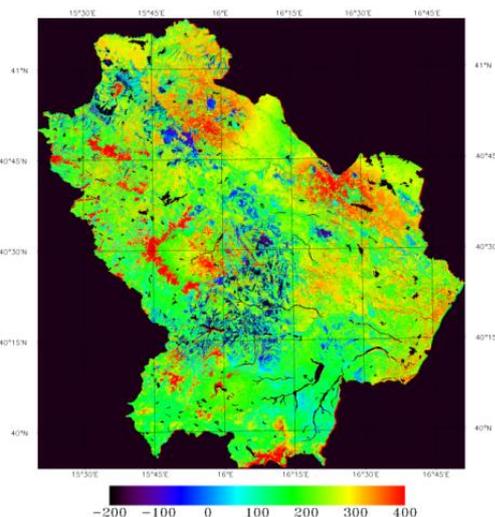


Figura 61. Mappa di H (W/m^2) (STSEB) LANDSAT 7 ETM+ 26/09/1999

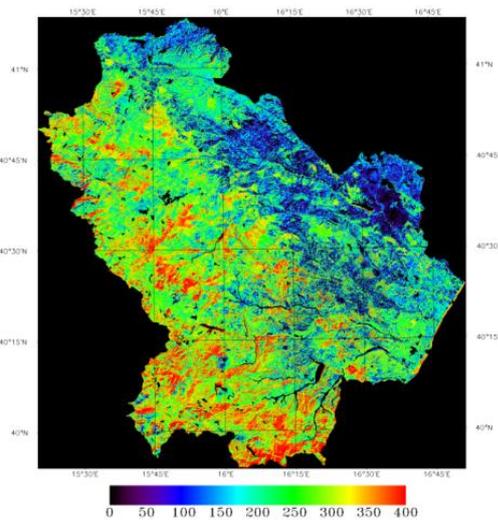


Figura 62. Mappa di R_n (W/m^2) (STSEB) LANDSAT 7 ETM+ 26/09/1999

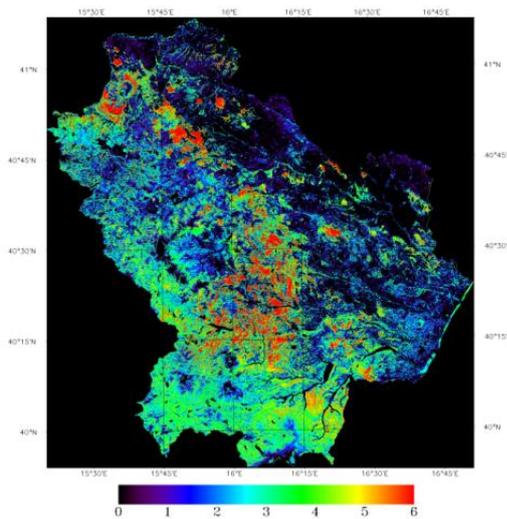


Figura 63. Mappa di ET (mm/d) (STSEB) LANDSAT 7 ETM+ 26/09/1999

6.2.2 Applicazione del modello 3T rivisitato

Il modello è stato implementato in MATLAB, dove il codice sorgente richiama una serie di sub directory. Nello specifico i dati di input sono:

1. Digital Number delle bande che vanno dalla 1 alla 7 (derivate dal processo di pretrattamento delle immagini satellitari)
2. Angolo zenitale
3. Julian Day
4. Sun Elevation
5. Irradianza extra atmosferica

6. Mappa di temperatura dell'aria

7. Mappa di velocità del vento

8. Modello digitale del terreno.

È stato quindi possibile ricavare la seguente immagine di evapotraspirazione reale:

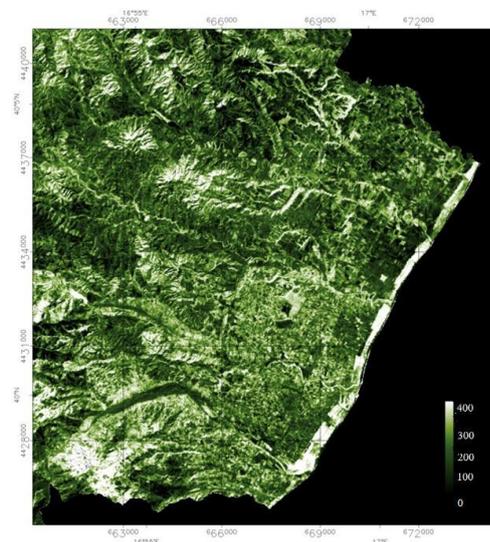


Figura 64 Mappa Mappa di R_n (W/m^2) (3T rivisitato) LANDSAT 7 ETM+ 26/09/1999

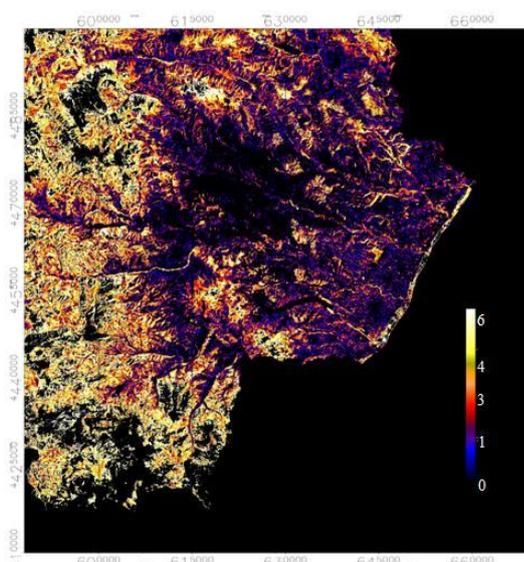


Figura 65 Mappa Mappa di ET(mm/d) (3T rivisitato) LANDSAT 7 ETM+ 26/09/1999

6.2.3 Applicazione del modello METRIC

Il modello è stato implementato in linguaggio IDL, dove il codice sorgente richiama una serie di sub directory. Nello specifico il file MASTER richiede una serie di dati di input, tra cui:

1. Digital Number delle bande che vanno dalla 1 alla 7 (derivate dal processo di pretrattamento delle immagini satellitari)
2. Angolo zenitale
3. Julian Day
4. Temperatura dell'aria della stazione di misura
5. Velocità del vento riferita alla stazione di misura.

È stato quindi possibile ricavare la seguente immagine di evapotraspirazione reale:

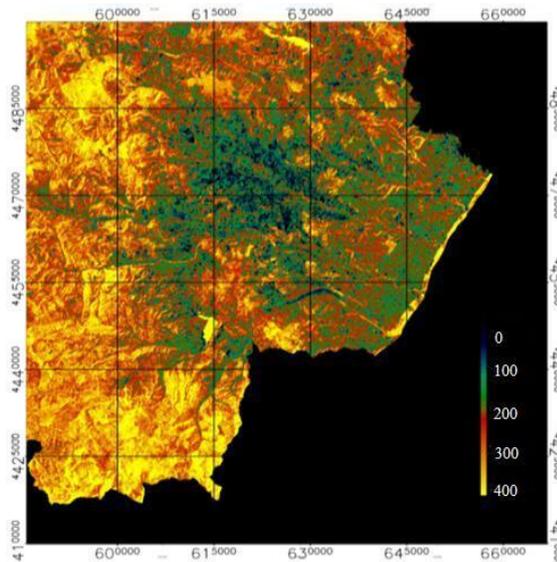


Figura 66 Mappa Mappa di R_n (W/m^2) (METRIC) LANDSAT 7 ETM+ 26/09/1999

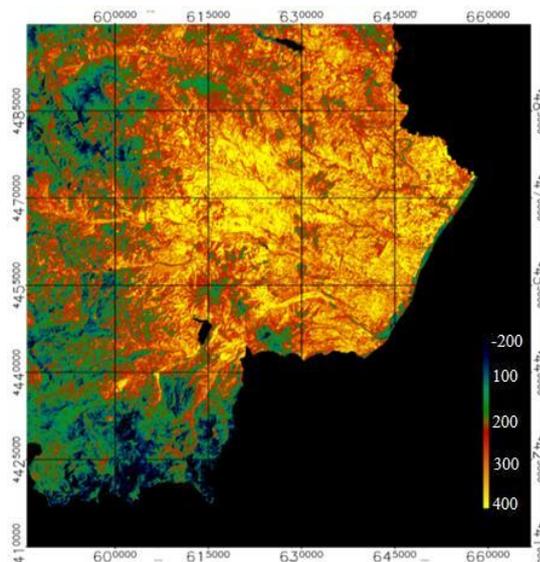


Figura 67. Mappa di R_n (W/m^2) (METRIC) LANDSAT 7 ETM+ 26/09/1999

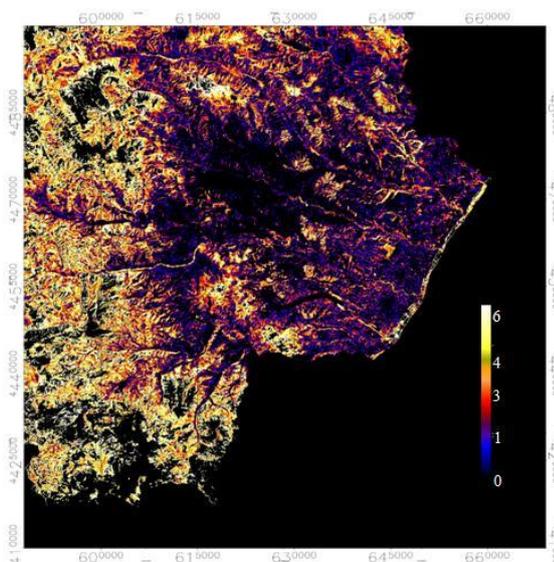


Figura 68 Mappa Mappa di ET(mm/d) (METRIC) LANDSAT 7 ETM+ 26/09/1999

6.2.4 Confronto tra i tre modelli STSEB-3T rivisitato-METRIC

I risultati ottenuti dai modelli sono stati confrontati con le misurazioni del lisimetro a pesata della stazione di Policoro (MT)

| 3T | STSEB | METRIC | LISIMETRO | Δ_{METRIC} | Δ_{STSEB} | Δ_{3T} |
|------|-------|--------|-----------|--------------------------|-------------------------|----------------------|
| mm/d | mm/d | mm/d | mm/d | mm/d | mm/d | mm/d |
| 2,63 | 3,01 | 2,7 | 2,87 | -0,17 | 0,14 | -0,24 |

Tabella 4. Confronto puntuale tra i modelli STSEB-3T rivisitato-METRIC

Come si può osservare, i dati ottenuti mediante il modello 3T e il modello METRIC rivisitato sottostimano i dati misurati dal lisimetro; mentre il MODELLO STSEB lo sottostima leggermente. In ogni caso le differenze tra i valori misurati e quelli stimati sono comprese nell'ordine di grandezza di un errore ammissibile per l'evapotraspirazione.

6.3 Applicazione dei modelli residuali mediante immagini TERRA/MODIS

Le immagini MODIS utilizzate si riferiscono alle date del 25/06/2008, 11/07/2008, 27/07/2008 e del 29/09/2008 (10:30 LT).

L'utilizzo delle immagini MODIS è legato alla risoluzione temporale (1 giorno) e ai prodotti forniti dal satellite. Esistono prodotti MODIS Atmosphere, Land e Ocean.

I prodotti MODIS Land utili per le applicazioni agrometeorologiche sono:

- Surface Reflectance (MOD09)
- Land Surface Temperature (MOD11)
- Land Cover Type (MOD12)
- Vegetation Indices (MOD13)
- Leaf Area Index/Fraction of Photosynthetically Active Radiation (MOD17)
- Bidirectional Reflectance Distribution Function and Albedo (MOD43).

Nella fattispecie si sono utilizzati i seguenti prodotti MODIS:

- 1) MOD09A1
- 2) MOD11A1
- 3) MOD13Q1

La caratteristica principale delle immagini Landsat è legata all'alta risoluzione spaziale (30m x 30m), a discapito della risoluzione temporale (16 giorni).

La bassa risoluzione temporale e la discontinuità di acquisizione delle stesse, per il periodo del 2008 per cui erano disponibili i dati eddy, hanno indotto all'utilizzo anche delle immagini del satellite MODIS/TERRA, caratterizzate da una risoluzione temporale giornaliera. In particolare, sono state utilizzate le bande a risoluzione spaziale di 250 m x 250 m.

L'implementazione dei modelli residuali utilizzando il prodotto TERRA/MODIS ha permesso un'ulteriore validazione dei modelli stessi, confrontando il dato stimato con la misura a terra ottenuta nelle date di passaggio del satellite.

In particolare le modifiche effettuate sui modelli possono essere qui di seguito esplicitate:

1- STSEB

- Il calcolo della radiazione netta è avvenuto applicando l'equazione 85 e sostituendo il termine di radiazione corta incidente $R_{s\downarrow}$ con la radiazione misurata dalle stazioni ALSIA dislocate sul territorio lucano.
- La temperatura superficiale LST fa riferimento al prodotto MODIS - MOD11A1

- La proporzione di copertura vegetale P_v fa riferimento al prodotto MODIS - MOD09A1

2- METRIC

- La temperatura superficiale LST fa riferimento al prodotto MODIS - MOD11A1
- La proporzione di copertura vegetale P_v fa riferimento al prodotto MODIS - MOD09A1

3- 3T revisitato

- La temperatura superficiale LST fa riferimento al prodotto MODIS - MOD11A1
- La proporzione di copertura vegetale P_v fa riferimento al prodotto MODIS - MOD09A1

Nello specifico, i dati misurati a terra della stazione eddy covariance si riferiscono alla misura dei flussi di radiazione netta R_n (W/m^2), di calore sensibile H (W/m^2), di flusso di calore nel suolo G (W/m^2) e di flusso di calore latente LE (W/m^2). Di seguito si riportano i grafici delle variazioni dei flussi energetici e la chiusura del bilancio energetico nell'arco dei giorni 25/06/2008, 11/07/2008, 27/07/2008 e del 29/09/2008 ore (10:30 LT).

| giorno | R_n (W/m^2) | G (W/m^2) | H_s (W/m^2) | LE (W/m^2) | H_s+LE (W/m^2) | R_n-G (W/m^2) |
|------------|-------------------|-----------------|-------------------|------------------|----------------------|---------------------|
| 25/06/2008 | 187.23 | 8.51 | 83.27 | 50.94 | 134.22 | 178.72 |

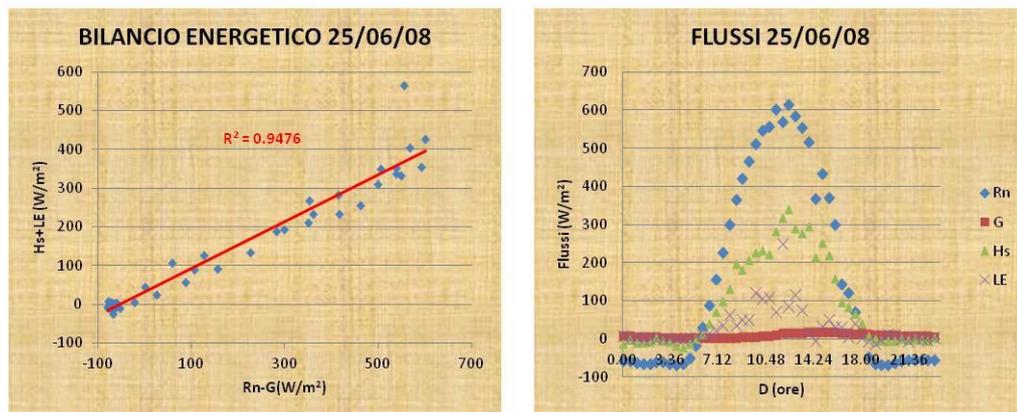


Figura 69. Flussi giornalieri di R_n , H_s , G , LE (W/m^2) e chiusura di bilancio energetico - 25/06/2008

| giorno | Rn (W/m ²) | G(W/m ²) | Hs(W/m ²) | LE (W/m ²) | Hs+LE (W/m ²) | Rn-G (W/m ²) |
|------------|------------------------|----------------------|-----------------------|------------------------|---------------------------|--------------------------|
| 11/07/2008 | 158.03 | 8.38 | 92.32 | 29.67 | 121.99 | 149.65 |

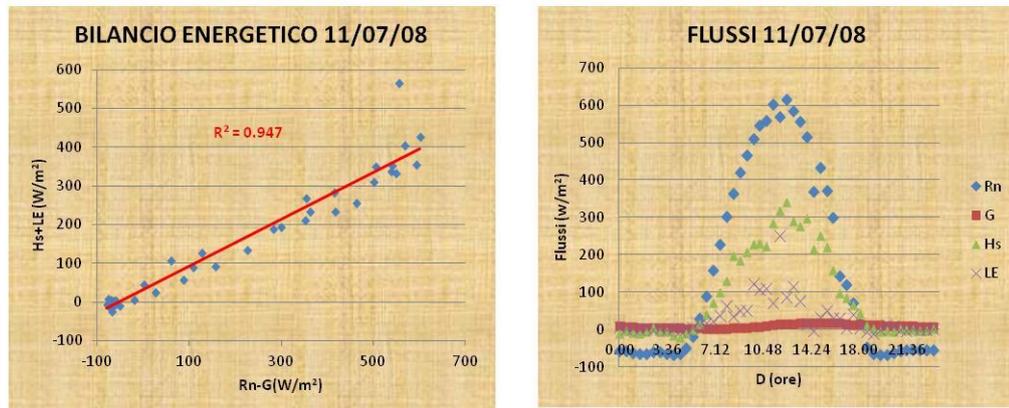


Figura 70. Flussi giornalieri di Rn, Hs, G, LE (W/m²) e chiusura di bilancio energetico - 11/07/2008

| giorno | Rn (W/m ²) | G(W/m ²) | Hs(W/m ²) | LE (W/m ²) | Hs+LE (W/m ²) | Rn-G (W/m ²) |
|------------|------------------------|----------------------|-----------------------|------------------------|---------------------------|--------------------------|
| 27/07/2008 | 116.39 | 7.88 | 62.60 | 28.92 | 91.53 | 108.52 |

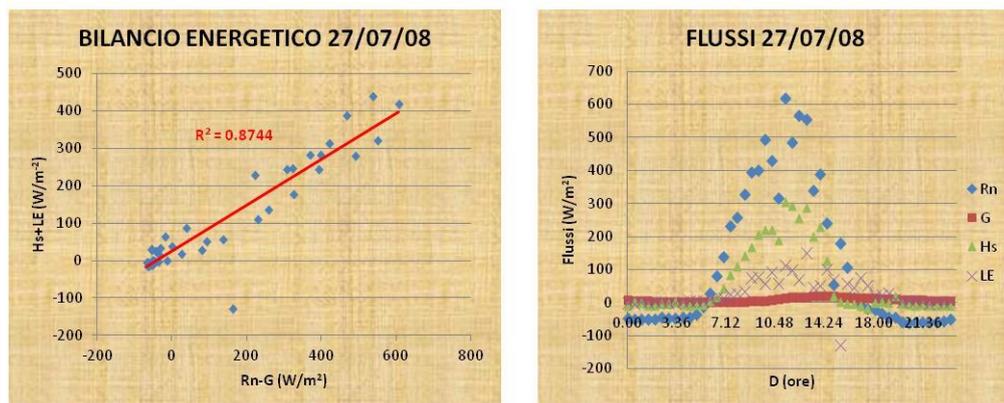


Figura 70. Flussi giornalieri di Rn, Hs, G, LE (W/m²) e chiusura di bilancio energetico - 27/06/2008

| giorno | Rn (W/m ²) | G(W/m ²) | Hs(W/m ²) | LE (W/m ²) | Hs+LE (W/m ²) | Rn-G (W/m ²) |
|------------|------------------------|----------------------|-----------------------|------------------------|---------------------------|--------------------------|
| 29/09/2008 | 92.88 | -1.36 | 35.02 | 39.02 | 74.04 | 94.24 |

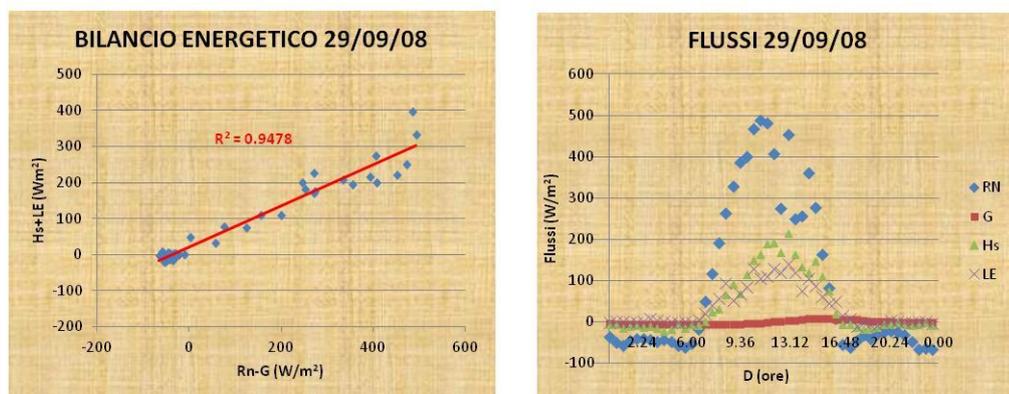


Figura 71. Flussi giornalieri di Rn, Hs, G, LE (W/m²) e chiusura di bilancio energetico - 29/09/2008

Le elaborazioni effettuate applicando i modelli residuali STSEB, 3T e METRIC hanno mostrato come solo il modello STSEB riesce a stimare in maniera soddisfacente il valore dell'evapotraspirazione reale. La tabella 5 mette in evidenza le differenze tra l'evapotraspirazione reale, radiazione netta e flusso di calore sensibile stimate dal modello STSEB e quelle ricavate dalla stazione eddy covariance.

| | Data | STSEB | E.C. | Δ |
|---|------------|--------|--------|----------|
| ET (mm/d) | 25/06/2008 | 2.01 | 1.77 | +0.24 |
| | 11/07/2008 | 1.70 | 1.03 | +0.67 |
| | 27/07/2008 | 1.29 | 1.00 | +0.29 |
| | 29/09/2008 | 1.83 | 1.35 | +0.48 |
| R_n (W/m ²) | 25/06/2008 | 517.93 | 631.04 | -113.11 |
| | 11/07/2008 | 509.12 | 538.63 | -29.51 |
| | 27/07/2008 | 350.45 | 478.97 | -128.52 |
| | 29/09/2008 | 432.66 | 463.17 | -30.51 |
| H (W/m ²) | 25/06/2008 | 352.49 | 266.89 | +85.60 |
| | 11/07/2008 | 369.14 | 269.90 | +99.24 |
| | 27/07/2008 | 244.15 | 218.73 | +25.42 |
| | 29/09/2008 | 281.94 | 136.65 | +145.29 |

Tabella 5. Confronto tra i dati stimati ET(mm/d), R_n(W/m²), H (W/m²) dal modello STSEB e stazione eddy covariance

Dalla tabella si evince come le differenze tra i valori misurati e stimati dell'evapotraspirazione risultino accettabili. In particolare si osserva come per le date del 25/06/2008 e del 27/07/2008 le differenze si attestano intorno a 0.30 mm/d, mentre per le date dell'11/07/2008 e del 29/09/2008 le differenze sono pari a circa 0.6 mm/d. Tali differenze 0.3 e 0.6 seppur confrontabili possono essere attribuite ad un errore nella stima di *H* ed *R_n* funzione della temperatura superficiale introdotta all'interno dei modelli come prodotto MODIS effettuando un downscaling da una risoluzione 1Km x 1 Km a 250m x 250m.

Conclusioni

L'evapotraspirazione rappresenta un parametro che gioca un ruolo di primaria importanza nella valutazione – gestione – pianificazione della risorsa idrica sul territorio.

Ormai da più di trenta anni la disponibilità di dati telerilevati da varie piattaforme e con diverse lunghezze d'onda ha supportato la possibilità di estrarre informazioni utili relative alla definizione dei parametri dell'equazione del bilancio idrologico: evaporazione E , deflusso R e capacità d'infiltrazione nel sottosuolo I .

Nei vari settori dell'idrologia, sebbene a livello di fattibilità si siano ottenuti risultati di un certo interesse, dapprima su aree vaste e morfologicamente adatte, in ambienti subtropicali e quindi piccole scale su bacini di una certa estensione, oggi la tendenza ad effettuare bilanci idrologici a scale sempre più grandi ha creato la necessità d'informazioni temporali a cadenza breve e risoluzione spaziale elevata, che non possono essere offerte dalle tecniche convenzionali, soprattutto in aree remote. Il vantaggio dell'utilizzo delle tecniche di telerilevamento si abbina poi all'integrazione con sistemi informativi geografici, sempre più avanzati e di facile interazione per l'utente, che permettono di validare il dato idrologico con modelli digitali del terreno, tematismi vari, foto aeree, ecc.

Il problema delle differenti scale in idrologia è stato ampiamente discusso nel passato (Schultz, 1994); infatti, è dimostrato che non è possibile estendere un modello idrologico applicato alle piccole scale ad applicazioni a grande scala, in quanto i processi idrologici sono di tipologia differente.

Per la previsione delle piene in un piccolo bacino sono ad esempio richieste alta risoluzione nel tempo e nello spazio, dove una bassa risoluzione nel tempo, ad esempio riferita a dati di deflusso mensili, può non necessitare di una grossa risoluzione nello spazio. A grandi linee è stato dimostrato che l'approccio ideale per un modello idrologico è quello della meso-scala, mentre la macro-scala si sta progressivamente testando.

I livelli di conoscenza in cui il telerilevamento si può applicare sono due: la stima dei parametri del modello e l'input del modello.

Per ciò che riguarda il primo punto, esiste ormai una casistica sulla tipologia di informazioni che può essere derivata da satellite, con riferimento al tipo di satellite ed alla relativa attendibilità.

I parametri di uso più frequente sono quelli del contributo in acqua della neve, la temperatura T ed il volume della copertura nuvolosa per la stima delle precipitazioni, l'umidità dei suoli, la radiazione e la temperatura utili ai fini della stima

dell'evapotraspirazione, l'uso e la copertura del suolo, l'indice di vegetazione, la densità di fratture, l'albedo, l'inerzia termica, la topologia delle superfici idriche, ecc.

Nel presente lavoro sono stati applicati tre modelli residuali STSEB (Sánchez et al., 2008b), METRIC (Aflen et al., 2008), 3T Rivisitato (Xiong et al., 2011) per il calcolo dell'evapotraspirazione reale (insieme dei processi di evaporazione e traspirazione che avvengono sulla superficie terrestre, rispettivamente da parte degli specchi d'acqua, del suolo umido e delle piante), in riferimento alla sua applicazione alla fascia ionica della Regione Basilicata, utilizzando immagini del sensore LANDSAT7 ETM+ e MODIS/TERRA. In particolare si sono proposte modifiche nei codici di calcolo introducendo per la stima della temperatura superficiale una specifica procedura basata sui modelli di Jimenez – Munoz & Sobrinos's (2003) e Quin et al. (2001) mentre l'uso del suolo è stato ricavato direttamente da immagini satellitari mediante tecniche di classificazione pixel-oriented .

La metodologia applicata è basata sull'integrazione dei dati di campo provenienti dalla stazione eddy covariance sita in Terra Montonata (MT), nei pressi di Marina di Pisticci (40°18'25''N; 16°44'40''E), dai dati di campo, provenienti dalle stazioni ALSIA (Agenzia Lucana per lo Sviluppo ed Innovazione in Agricoltura) dislocate sul territorio lucano, dal lisimetro a pesata (d = 30m), presente in Policoro (MT) (40°10'15''N; 16°38'53''E) e dati telerilevati, ottenuti dal sensore ETM+, a bordo del satellite LANDSAT-7 e del satellite MODIS/TERRA tratti dall'archivio dell'IMAA (Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale) del CNR (Consiglio Nazionale delle Ricerche) di Tito Scalo (PZ).

Nello specifico i dati ottenuti dalla stazione eddy covariance di Terra Montonata (MT) nel periodo in analisi (17 giugno-31 ottobre 2008), sono stati corretti andando a considerare dei termini aggiuntivi di "correzione del flusso" (Webb et al., 1980) successivamente si è valutata la significatività e rappresentatività. Ovvero, si è applicato il metodo della chiusura del bilancio energetico per la verifica della bontà del dato e quindi della significatività, osservando che, considerando un periodo di aggregazione sufficientemente lungo, come diverse ore (pari a 24 ore o a tutte le ore diurne), si è raggiunto un considerevole incremento nella chiusura del bilancio rispetto ad un periodo di aggregazione di 30 minuti; in particolare si è passati da un coefficiente angolare α di correlazione tra le componenti turbolente λE e H e l'energia disponibile $R_n - G$ pari a 0.65 per l'intero data set ad un α di 0.81 effettuando un aggregazione dei dati alle 24 ore, come del resto era lecito attendersi. Per la valutazione della rappresentatività ovvero l'area di influenza del dato misurato dalla stazione di misura, i modelli applicati sono stati: Horst e Weill (1992, 1994) e Kormann e Maixner (2001).

Successivamente sono stati validati i modelli residuali METRIC, STSEB, e 3T rivisitato per la stima dei flussi energetici ed in particolare dell'evapotraspirazione reale a scala di parcella.

L'applicazione è avvenuta andando a considerare l'immagine LANDSAT7-ETM+ del 26 settembre 1999 (ore 11.30 UTC) e verificando i risultati ottenuti con il lisimetro a pesata ($d = 30\text{m}$), presente in Policoro (MT) ($40^{\circ}10'15''\text{N}$; $16^{\circ}38'53''\text{E}$), ottenendo una stima leggermente più accurata dell'evapotraspirazione da parte del modello I risultati ottenuti mostrano una stima accurata dell'evapotraspirazione da parte dei tre modelli; in particolare si ha un valore lisimetrico misurato pari a $2,87\text{ mm/d}$ rispetto i valori di evapotraspirazione stimati dai vari modelli pari a: per il modello METRIC 2.7mm/d , per il modello STSEB = 3.01 mm/d , per il modello 3T = 2.63 mm/d .

La bassa risoluzione temporale (16 giorni) e la discontinuità di acquisizione delle stesse per il periodo del 2008 per cui erano disponibili i dati eddy, hanno indotto all'utilizzo delle immagini del satellite MODIS/TERRA caratterizzate da una risoluzione temporale di un giorno, ed in particolare l'utilizzo di bande a risoluzione spaziale di 250 m .

In particolare si è notato che i modelli residuali METRIC e 3T rivisitato non resituiscono una buona stima della evapotraspirazione reale al contrario del modello STSEB.

Le cause della non corretta stima da parte del modello METRIC possono essere attribuite alla sua genesi in quanto implementato su immagini LANDSAT, inoltre i coefficienti presenti nel modello sono tarati considerando particolari condizioni al contorno come condizioni climatiche e morfologiche che risultano differenti da quelle della zona oggetto di studio.

Il modello 3T rivisitato implementato anch'esso su immagini LANDSAT, schematizza molto i processi fisici che sono alla base della valutazione della grandezza idrologica esaminata determinando quindi una non corretta stima dell'evapotraspirazione reale.

Al contrario, l'STSEB, già applicato alla Regione Basilicata con immagini LANDSAT (Sánchez et al., 2007b) mostra una buona stima della grandezza idrologica in esame, questo in parte dovuto al maggior dettaglio posto nel valutare il flusso di calore sensibile come contributo della vegetazione e del suolo nudo; in particolare come per le date del 25/06/2008 e del 27/07/2008 le differenze si attestano intorno a 0.30 mm/d , mentre per le date dell'11/07/2008 e del 29/09/2008 le differenze sono pari a circa $0.5 - 0.6\text{ mm/d}$.

Bibliografia

- Allen R.G., Pereira R.S., Raes D., Smith M., 1998: *Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements* – Fao Irrigation And Drainage Paper 56, Roma, 300 p
- Agam, N., Kustas, W.P., Anderson, M.C., LI, F. and Neale, C.M.U., 2007, *A vegetation index based technique for spatial sharpening of thermal imagery*. Remote Sensing of Environment, **107**, pp. 545–558.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. and Smith, M., 1998: *Crop evapotranspiration – guidelines for computing crop water requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper 56. Available online at: <http://www.fao.org/docrep/X0490E/X0490E00.htm> (accessed 4 December 2008).
- Allen, R.G., Smith, M., Pereira, L.S. and Perrier, A., 1994: *An update for the calculation of reference evapotranspiration*. ICID Bulletin, **43**, pp. 35–92.
- Anderson, M.C., Norman, J.M., Diak, G.R., Kustas, W.P. and Mecikalski, J.R., 1997: *A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing*. Remote Sensing of Environment, **60**, pp. 195–216.
- Andreas, E.L. and Cash, B.A., 1996: *A new formulation for the Bowen ratio over saturated surfaces*. Journal of Applied Meteorology, **35**, pp. 1279–1289.
- Artis, D.A. and Carnahan, W.H., 1982: *Survey of emissivity variability in thermography of urban areas*. Remote Sensing of Environment, **12**, pp. 313–329.
- Bastiaanssen, W. G. M. & Menenti, M. , 1990: *Mapping groundwater losses in the western desert of Egypt with satellite measurements of surface reflectance and surface temperature*. Water Management and Remote Sensing, J. C. Hooghat, The Hague, 61–90.
- Bastiaanssen, W. G. M. , 1995: *Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain – A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates*. Ph.D. thesis, Wageningen Agricultural University, The Netherlands, 273.
- Bastiaanssen, W.G.M., 2000: *SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey*. Journal of Hydrology, **229**, pp. 87–100.
- Bastiaanssen, W.G.M., Menenti, M., Feddes, R.A. and Holtslag, A.A.M., 1998a: *A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Formulation*. Journal of Hydrology, **212–213**, pp. 198–212.
- Bastiaanssen, W.G.M., Pelgrum, H., Wang, J., MA, Y., Moreno, J.F. and Roerink, G. J., 1998b: *A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 2. Validation*. Journal of Hydrology, **212–213**, pp. 213–229.
- Bastiaanssen W.G.M. & Chandrapala L., 2003: *Water balance variability across Sri Lanka for assessing agricultural and environmental water use*. Journal of Hydrology 58, 171-192

- Bakan, S.: 1978: *Note on the Eddy Covariance Method for CO₂ Flux Measurements*. *Boundary-Layer Meteorol.* **14**, 597–600.
- Becker F., & Li Z. -L., 1990: *Temperature independent spectral indices in thermal infrared ands*. *Remote Sensing of Environment*, 32, 17– 33.
- Berk A., Bernstein L.S., & Robertson D.C., 1989: *MODTRAN: A Moderate Resolution Model for LOWTRAN 7*. Technical Report GL-TR-89-0122, Geophys. Lab, Bedford, MA.
- Bird, R. B., Stewart, W. E., & Lightfoot, E. N., 1960: *Transport Phenomena*. John Wiley & Sons, New York, NY, 780 pp.
- Boni, G.D., Entekhabi, D., and Castelli, F., 2001a: *Land data assimilation with satellite measurements for the estimation of surface energy balance components and surface control of evaporation*. *Water Resour. Res.*, 37, 1713-1722.
- Brest, C. L., & Goward, S., 1987: *Deriving surface albedo measurements from narrowband satellite data*. *International Journal of Remote Sensing*, 8, 351± 367.
- Brook, R. R., 1978: *The Influence of Water Vapour Fluctuations on Turbulent Fluxes*. *Boundary-Layer Meteorol.* **15**, 481–487.
- Brutsaert W. 1998: *Land-surface water vapour and sensible heat flux: Spatial variability, homogeneity and measurement scales*. *Water Resources Research*. 34,2433-2442.
- Brutsaert, W., 1999: *Aspects of bulk atmospheric boundary layer similarity under freeconvective conditions*. *Reviews of Geophysics*, **37**, pp. 439–451.
- Busch, N. E., 1973: *On the Mechanics of Atmospheric Turbulence*. In D. A. Haugen (ed.), *Workshop on Micrometeorology*, American Meteorological Society, Boston, MA, pp. 1–65.
- Businger, J. A., 1982: *The Fluxes of Specific Enthalpy, Sensible Heat and Latent Heat near the Earth's Surface*. *J. Atmos. Sci.* **39**, 1889–1892.
- Calcagno G., Casacchia F., Martirano G., Mendicino G., Senatore A., Versace P. 2007: *Tecniche di telerilevamento satellitare per la stima spazio temporale di grandezze idrologiche*. *Tecniche per la Difesa dall'Inquinamento*, Nuova Editoriale Bios – 27°.
- Campbell, G. S., Norman, J. M., 1998. *An introduction to environmental biophysics (Second edition)*. New York, Springer Press, pp. 164.
- Caparrini, F., Castelli, F., and Entekhabi, D., 2004: *Estimation of surface turbulent fluxes through assimilation of radiometric surface temperature sequences*. *J. Hydrometeor.*, 5, 145-159.
- Carlson T.N., & Ripley D.A. (1997): *On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index*. *Remote Sensing of Environment*, 62, 241– 252.
- Carlson, T., 2007: *An overview of the triangle method for estimating surface evapotranspiration and soil moisture from satellite imagery*. *Sensors*, **7**, pp. 1612–1629, doi:10.3390/s7081612.

- Carlson, T.N., Capehart, W.J. and Gillies, R.R., 1995a: *A new look at the simplified method for remote sensing of daily evapotranspiration*. Remote Sensing of Environment, **54**, pp. 161–167.
- Carlson, T.N., Gillies, R.R. and Perry, E.M., 1994: *A method to make use of thermal infrared temperature and NDVI measurements to infer surface soil water content and fractional vegetation cover*. Remote Sensing Reviews, **9**, pp. 161–173.
- Carlson, T.N., Gillies, R.R. and Schmugge, T.J., 1995b: *An interpretation of methodologies for indirect measurement of soil-water content*. Agricultural and Forest Meteorology, **77**, pp. 191–205.
- Cess, R. D., 1978: *Biosphere-albedo feedback and climate modeling*. Journal of the Atmospheric Sciences, **35**, 1765±1768.
- Chander, G., Markham, B.L. and Helder, D.L., 2009: *Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors*. Remote Sensing of Environment, **113**, pp. 893–903.
- Chavez, P. S., 1996: *Image-based atmospheric correction—revisited and improved*. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, **62**(9), 1025– 1036.
- Clark, R. N., Swayze, G. A., Gallagher, A. J., King, T. V. V., & Calvin, W.M., 1993: *The U.S. Geological Survey digital spectral library: version 1: 0.2 to 3.0 microns*. U.S. Geological Survey Open File Report 93-592, 1340 pp.
- Copertino V.A., Scavone G., Telesca V., Caselles V., Sánchez J.M., Valor E. 2006: *Applicazione di una procedura integrata di analisi per la stima dell'evapotraspirazione reale*. ATTI del XXX Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche - IDRA 2006, Roma 10-15 Settembre 2006.
- Csiszar, I., & Gutman, G., 1999: *Mapping global land surface albedo from NOAA AVHRR*. Journal of Geophysical Research, **104**, 6215±6228.
- Deschamps, P. Y., Brion, F., Leroy, M., Podaire, A., Bricaud, A., Buriez, J., & Seze, G., 1994: *The POLDER mission: instrument characteristics and scientific objectives*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, **32**, 598±615.
- Dickinson, R. E., 1983: *Land surface processes and climate-surface albedos and energy balance*. Advances in Geophysics, **25**, 305± 353.
- Di Lena B., Acutis M., 2002: *Confronto tra stime della evapotraspirazione di riferimento ai fini dell'assistenza tecnica irrigua in Abruzzo – Atti convegno AIAM*, Pp.162-174.
- Diner, D., Beckert, J. C., Reilly, T. H., Bruegge, C. J., Conel, J. E., Kahn, R. A., Montonchik, J., Ackerman, T. P., Davies, R., Gerstl, S. A. W., Gordon, H. R., Muller, J.-P., Myneni, R. B., Sellers, P. J., Pinty, B., & Verstraete, M. M.: 1998: *Multi-angle Imaging SpectroRadiometer (MISR) instrument description and experiment overview*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, **36**, 1072± 1087.
- Doorenbos J., Pruitt W.O., 1977: *Empirical calibration, a requisite for evapotranspiration formulae based on daily or longer mean climatic data* – Presented at International Round.

- Dorman, J. L., & Sellers, P. J., 1989: *A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the Simple Biosphere model SiB*. *Journal of Applied Meteorology*, 28, 833± 855.
- Duguay, C. R., & LeDrew, E. F., 1992: *Estimating surface reflectance and albedo from Landsat-5 Thematic Mapper over rugged terrain*. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 58, 551± 558.
- Edwards, D. K., Denny, V. E., & Mills, A. F., 1979: *Transfer Processes: An Introduction to Diffusion, Convection, and Radiation, Second Edition*, Hemisphere Publishing Corp., Washington, DC, 421 pp.
- Frank, W. M. & Emmitt, G. D., 1981: *Computation of Vertical Total Energy Fluxes in a Moist Atmosphere*. *Boundary-Layer Meteorol.* **21**, 223–230.
- French A.N., Jacob F., Anderson M.C., Kustas W.P., Timmermans W., Gieske A., Su Z., Su H., McCabe M.F., Li F., Prueger J., Brunsell N. 2005: *Surface energy fluxes with the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) at the Iowa 2002 SMACEX site (USA)*. *Remote Sensing of Environment* 99 (1-2), 55-65.
- García, A. J., 1998: *Corrección atmosférica de imágenes Landsat-5 Thematic Mapper. Aplicación al estudio de la comarca de Requena-Utiel*. Degree dissertation, Politecnico University of Valencia, Valencia, Spain, 217 pp.
- Gillespie A.R., Rokugawa S., Hook S., Matsunaga T., & Kahle A.B., 1998: *A temperature and emissivity separation algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) images*. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36, 1113–1126.
- Gillies, R.R., Carlson, T.N., Cui, J., Kustas, W.P. and Humes, K.S., 1997: *A verification of the 'triangle' method for obtaining surface soil water content and energy fluxes from remotemeasurements of the normalized difference vegetation index (NDVI) and surface radiant temperature*. *International Journal of Remote Sensing*, **18**, pp. 3145–3166.
- Gratton, D. J., Howart, P. J., & Marceau, D. J., 1993: *Using Landsat-5 thematic mapper and digital elevation data to determine the net radiation field of a mountain glacier*. *Remote Sensing of the Environment*, 43, 315± 331.
- Green, R., Eastwood, M. L., & Williams, O., 1998: *Imaging spectroscopy and the airborne visible/infrared imaging spectrometer (AVIRIS)*. *Remote Sensing of the Environment*, 65, 227±248.
- Gutman, G. G., 1994: *Global data on land surface parameters from NOAA AVHRR for use in numerical climate models*. *Journal of Climate*, 7, 699± 703.
- Hall, F.G., Huemmrich, K.F., Goetz, S.J., Sellers, P.J. and Nickerson, J.E., 1992: *Satellite remote sensing of surface energy balance: success, failures and unresolved issues in FIFE*. *Journal of Geophysics Research*, **97**, pp. 19061–19089.
- Hally, E., 1687: *An estimate of the quantity of vapor raised out of the sea by warmth of sun*. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **16**, pp. 366–370.

- Han, W., Stamnes, K., & Lubin, D., 1999: *Remote Sensing of surface and cloud properties in the arctic from AVHRR measurements*. Journal of Applied Meteorology, 38, 989± 1012.
- Hill R.J., Ochs G.R., Wilson J.J. 1992: *Surface-layer fluxes measured using the -profile method*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology 9, 526-537.
- Hill, R.J. 1997: *Algorithms for obtaining atmospheric surface-layer fluxes from scintillation measurements*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology 14, 456-467.
- Horst T., Weil J. 1992: *Footprint estimation for scalar flux measurements in the atmospheric surface layer*. Boundary-Layer Meteorology 59, 279-296
- Jackson, R. D., Reginato, R. J., Idso, S. B., 1977: *Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements*. Water Resource Research, 13, pp. 651-656.
- Jackson, R.D., 1982: *Soil moisture inferences from thermal-infrared measurements of vegetation temperatures*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 20, pp. 282-285.
- Jackson, R.D., Hatfield, J.L., Reginato, R.J., Idso, S.B. & Pinter, P.J., 1983: *Estimation of daily evapotranspiration from one time-of-day measurements*. Agricultural Water Management, 7, pp. 351-362.
- Jackson, R.D., Idso, S.B., Reginato, R.J. & Pinter, P.J., 1981: *Canopy temperature as a crop water stress indicator*. Water Resource Research, 17, pp. 1133-1138.
- Jackson, R.D., Reginato, R.J. & Idso, S.B., 1977: *Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements*. Water Resource Research, 13, pp. 651-656.
- Jiang, L. & ISLAM, S., 1999: *A methodology for estimation of surface evapotranspiration over large areas using remote sensing observations*. Geophysical Research Letters, 26, pp. 2773-2776.
- Jiang, L. & Islam, S., 2001: *Estimation of surface evaporation map over southern great plains using remote sensing data*. Water Resources Research, 37, pp. 329-340.
- Jiang, L. & Islam, S., 2003: *An intercomparison of regional latent heat flux estimation using remote sensing data*. International Journal of Remote Sensing, 24, pp. 2221-2236.
- Jacobowitz, H., Tinghe, R. J., and the Nimbus-7 ERB Experiment Team, 1984: *The earth radiation budget derived from the Nimbus-7 ERB experiment*. Journal of Geophysical Research, 89, 4997± 5010.
- Jiménez-Muñoz J.C., & Sobrino J.A., 2003: *A generalized singlechannel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data*. Journal of Geophysical Research, 108 (doi: 10.1029/2003JD003480).
- Jones, E. P. & Smith, S. D., 1977: *A First Measurement of Sea-Air CO₂ Flux by Eddy Correlation*. J. Geophys. Res. 82, 5990-5992.
- Jones, E. P. & Smith, S. D., 1978: *The Air Density Correction to Eddy Flux Measurements*. Boundary-Layer Meteorol. 15, 357-360.

- Kandel, R., Viollier, M., Raberanto, P., Duvel, J. P., Pakhomov, L. A., Golovko, V. A., Trishchenko, A. P., Mueller, J., Rashke, E., & Stuhlmann, R., 1998: *The ScaRaB earth radiation budget dataset*. Bulletin of the American Meteorology Society, 79, 765±783.
- Kalma, J.D. and Jupp, D.L.B., 1990: *Estimating evaporation from pasture using infrared thermometry: evaluation of a one-layer resistance model*, Agric. Forest Meteorol., 51, 223-246
- Katul, G.G. and Parlange, M.B., 1992: *A Penman-Brutsaert model for wet surface evaporation*, Water Resour. Res., 28(1), 121-126.
- Kannan, N., White, S. M., Worrall, F., Whelan, M. J., 2007: *Sensitivity analysis and identification of the best evapotranspiration and runoff options for hydrological modelling in SWAT-2000*. Journal of Hydrology, 332 (3-4), pp. 456-466.
- Key, J., 1996: *The cloud and surface parameter retrieval (CASPR) system for polar AVHRR, version 1.0: user's guide*. Boston: Boston University.
- Kerr, Y. H., Lagouarde, J. P., Imbernon, J., 1992: *Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of an improved split window algorithm*. Remote Sensing of Environment, 41 (2-3), pp. 197-209.
- Kiehl, J. T., Hack, J. J., Bonan, G. B., Boville, B. A., Briegleb, B. P., Williamson, D. L., & Rasch, P. J., 1996: *Description of the NCAR Community Climate Model*. NCAR Technical Note NCAR/TN-420 + STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 152 pp.
- Kimes, D. S., & Holben, B. N., 1992: *Extracting spectral albedo from NOAA-0 AVHRR multiple view data using an atmospheric correction procedure and an expert system*. International Journal of Remote Sensing, 13, 275±289.
- King, M., & Greenstone, R. (Eds.), 1999: *EOS reference handbook, a guide to NASA's Earth Science Enterprise and the Earth Observing System*. Greenbelt, Maryland, USA: NASA, NP-1999-08-134-GSFC (361 pp.).
- Kite G., Droogers P. 2000: *Comparing evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data*. Journal of Hydrology 229, 3-18.
- Knap, W., Reijmer, C., & Oerlemans, J., 1999: *Narrowband to broadband conversion of Landsat TM glacier albedos*. International journal of remote sensings.
- Koike, T. The overview of GAME/Tibet, 2000: *Proceedings of The Second Session of International Workshop on TIPEX-GAME/Tibet*. Kunming, China, July 20-22, 2000.
- Kramm, G. & Meixner, F. X., 2000: *On the Dispersion of Trace Species in the Atmospheric Boundary Layer: A Re-Formulation of the Governing Equations for the Turbulent Flow of the Compressible Atmosphere*. Tellus **52A**, 500–522.
- Kramm, G., Dlugi, R., & Lenschow, D. H., 1995: *A Re-Evaluation of the Webb Correction Using Density-Weighted Averages*. J. Hydrol. **166**, 283–292.

Kustas, W. P., Daughtry, C. S. T., 1990: *Estimation of the soil heat flux/net radiation ratio from spectral data*. Agricultural and Forest Meteorology, 49 (3), pp. 205-223.

Kustas, W. P., Moran, M. S., Jackson, R. D., Gay, L. W., Duell, L. F. W., Kunkel, K. E., Matthias, A. D., 1990: *Instantaneous and daily values of the surface energy balance over agricultural fields using remote sensing and a reference field in an arid environment*. Remote Sensing of Environment, 32 (2-3), pp. 125-141.

Kustas, W. P., Norman, J.M., 1999: *Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover*. Agricultural and Forest Meteorology, 94 (1), pp. 13–29.

Kustas, W.P., Choudhury, B.J., Moran, M.S., Reginato, R.J., Jackson, R.D., Gay, L.W. & Weaver, H.L., 1989: *Determination of sensible heat flux over sparse canopy using thermal infrared data*. Agricultural and Forest Meteorology, 44, pp. 197–216.

Kustas, W.P. & Daughtry, C.S.T., 1990: *Estimation of the soil heat flux/net radiation ratio from spectral data*. Agricultural and Forest Meteorology, 49, pp. 205–223.

Kustas, W.P., Moran, M.S., Jackson, R.D., Gay, L.W., Duell, L.F.W., Kunkel, K.E. & Matthias, A.D., 1990: *Instantaneous and daily values of the surface energy balance over agricultural fields using remote sensing and a reference field in an arid environment*. Remote Sensing of Environment, 32, pp. 125–141.

Kustas, W.P. & Norman, J.M., 1999a: *Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover*. Agricultural and Forest Meteorology, 94, pp. 13–29.

Kustas, W.P. & Norman, J.M., 1999b: *Reply to comments about the basic equations of dual-source vegetation-atmosphere models*. Agricultural and Forest Meteorology, 94, pp. 275–278.

Lagouarde, J. P., 1991: *Use of NOAA-AVHRR data combined with an agrometeorological model for evaporation mapping*. International Journal of Remote Sensing, 12 (9), pp. 1853-1864.

Lagouarde, J.P., Chehbouni A., Bonnefond J.M., Rodriguez J.C., Kerr Y.H., Watts C., Irvine M. 2000: *Analysis of the limits of the profile method for sensible heat flux measurements in unstable conditions*. Agricultural and Forest Meteorology 105 (1-3).

Liang, S.L., 2001: *Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I Algorithms*. Remote Sensing of Environment, 76, pp. 213–238.

Li, F., Kustas, W.P., Prueger, J.H., Neale, C.M.U. & Jackson, J.J., 2005: *Utility of remote sensing based two-source energy balance model under low and high vegetation cover conditions*. Journal of Hydrometeorology, 6, pp. 878–891.

Li, X. M. , 2001: *Estimation of evaporation with remotely sensed data – A case study in Urumqi river basin*. Xinjiang Autonomous Region, China, M.Sc. thesis, IHE, Delft, The Netherlands, 82.

- Li, Z., & Leighton, H., 1992: *Narrowband to broadband conversion with spatially autocorrelated reflectance measurements*. Journal of Applied Meteorology, 31, 421± 432.
- Lhomme, J. -P., Monteny, B., Amadou, M., 1994: *Estimating sensible heat flux from radiometric temperature over sparse millet*. Agricultural and Forest Meteorology, 68, pp. 77-91. .
- Lhomme, J.-P. & Chehbouni, A., 1999: *Comments on dual-source vegetation-atmosphere transfer models*. Agricultural and Forest Meteorology, **94**, pp. 269–273.
- Lumley, J. L. & Panofsky, H. A., 1964: *The Structure of Atmospheric Turbulence*. Interscience Publishers, New York, NY, 239 pp.
- Masahiro, T., 2003: *Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery*. PhD thesis, University of Idaho, USA.
- Ma, Y. M. , 1995: *Estimation of evapotranspiration of Heihe area with the aid of satellite remote sensing and field observation*. M.Sc. thesis, Lanzhou Institute for Plateau Atmospheric Physics, China Academy of Science, 77.
- Matsushima D. 2007: *Estimating regional distribution of surface heat fluxes by combining satellite data and a heat budget model over the Kherlen river basin Mongolia*. Journal of Hydrology 333.
- Melesse A.M. & Nangia V. 2005: *Estimation of spatially distributed surface energy fluxes using remotely-sensed data for agricultural fields*. Hydrological processes 19: 2653-2670.
- Mills, A. F., 1995: *Basic Heat and Mass Transfer*. Richard D. Irwin, Inc., Chicago, IL, 921 pp.
- Mills, A. F., 1998: *The Use of the Diffusion Velocity in Conservation Equations for Multicomponent Gas Mixtures*. Int. J. Heat Mass Transfer **41**, 1955–1968.
- Montgomery, R. B., 1948: *Vertical Eddy Flux of Heat in the Atmosphere*. J. Meteorol. **5**, 265–274.
- Mohamed Y.A., Bastiaanssen W.G.M. & Savenije H.H.G. 2004: *Spatial variability of evaporation and moisture storage in the swamps of the upper Nile studied by remote sensing techniques*. Journal of Hydrology 289, (1-4), 145-164.
- Monteith, J.L. (Ed.), 1973: *Principles of Environmental Physics*, 2nd (London: Edward Arnold Press).
- Moran, M.S., Clarke, T.R., Inoue, Y. & Vidal, A., 1994: *Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index*. Remote Sensing of Environment, **49**, pp. 246–263.
- Moran, M.S., Jackson, R.D., Raymond, L.H., Gay, L.W. & Slater, P.N., 1989: *Mapping surface energy balance components by combining Landsat Thematic Mapper and ground-based meteorological data*. Remote Sensing of Environment, **30**, pp. 77–87.

- Nieveen J.P., Green A.E. 1999: *Measuring sensible heat flux density over pasture using the profile method*. Boundary-Layer Meteorology 91, 23-35.
- Norman, J. M., Kustas, W. P., Humes, K. S., 1995: *Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature*. Agricultural and Forest Meteorology, 77 (3-4), pp. 263-293.
- Oncley, S. P., Friehe, C. A., Larue, J. C., Businger, J. A., Itsweire, E. C., and Chang, S. S., 1996: *Surface-Layer Fluxes, Profiles, and Turbulence Measurements over Uniform Terrain under Near Neutral Conditions*. J. Atmos. Sci. **53**, 1029–1044.
- Patel N.R., Rakesh D. & Mohamed A.J. 2006: *Mapping of regional evapotranspiration in wheat using Terra/Modis satellite data*. Hydrol. Sci. J. 51 (2), 325-335.
- Penman, H.L., 1948: *Natural evaporation from open water, bare soil and grass*. Proc. Roy. Soc., A, 193, 120-146.
- Pielke Sr., R.A., 2001a: *Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall*. Rev. Geophys., 39, 151-177.
- Pielke Sr., R.A., 2001b: *Comments on "IPCC report cautiously warns of potentially dramatic climate change impacts*. EOS, 82, 394, 396.
- Qin, Z., Karnieli, A., Berliner, P., 2001: *A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region*. International Journal of Remote Sensing, 2 (18), pp. 3719-3746.
- Qiu, G. Y., Yano, T., Momii, K., 1996^o: *Estimation of plant transpiration by imitation leaf temperature. I. Theoretical consideration and field verification*. Transactions of the Japanese society of irrigation, Drainage and Reclamation Engineering, 64, pp. 401-410.
- Qiu, G. Y., Yano, T., Momii, K., 1996b: *Estimation of plant transpiration by imitation leaf temperature. II. Application of imitation leaf temperature for detection of crop water stress*. Transactions of the Japanese society of irrigation, Drainage and Reclamation Engineering, 64, pp. 767-773.
- Qiu, G. Y., Yano, T., Momii, K., 1998: *An improved methodology to measure evaporation from bare soil based on comparison of surface temperature with a dry soil*. Journal of Hydrology, 210 (1-4), pp. 93-105.
- Qiu, G. Y., Ben-Asher, J., Yano, T., Momii, K., 1999a: *Estimation of soil evaporation using the differential temperature method*. Soil Science Society of American Journal, 63, pp. 1608-1614.
- Qiu, G. Y., Momii, K., Yano, T., Lascano, R. J., 1999b: *Experimental verification of a mechanistic model to partition evapotranspiration into soil water and plant evaporation*. Agricultural and Forest Meteorology, 93 (2), pp. 79-93.
- Qiu, G. Y., Miyamoto, K., Sase, S., Okushima, L., 2000: *Detection of crop transpiration and water stress by temperature related approach under the field and greenhouse conditions*. JARQ-Japan Agricultural Research Quarterly, 34, pp. 29-37.

- Qiu, G. Y., Miyamoto, K., Sase, S., Gao, Y., Shi, P. J., Yano, T., 2002: *Comparison of the three temperatures and conventional models for estimation of transpiration*. JARQ-Japan Agricultural Research Quarterly, 36 (2), pp. 73-82.
- Qin Z., Karnieli A., & Berliner P., 2001: *A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region*. International Journal of Remote Sensing, 22(18), 3719-3746.
- Rahman, H., & Dedieu, G., 1994: *SMAC: A simplified method for the atmosphere correction of satellite measurements in the solar spectrum*. International Journal of Remote Sensing, 15, 123-143;
- Rauwerda, J., Roerink, G.J., and Su, Z., 2002: *Estimation of evaporative fractions by the use of vegetation and soil component temperatures determined by means of dual-looking remote sensing*. Alterra-report 580, ISSN 1566-7197.
- Reinking, R. F., 1980: *The Respective Effects of Water Vapour and Temperature on the Turbulent Fluxes of Sensible and Latent Heat*. Boundary-Layer Meteorol. **19**, 373-385.
- Remote Sensing, 20, 2091±2110. Koster, R., & Suarez, M., 1992: *Modeling the land surface boundary in climate models as a composite of independent vegetation stands*. Journal of Geophysical Research, 97, 2697± 2715.
- Sánchez J.M., Caselles V., Niclos R., Valor E. e Coll C. 2006: *Cálculo de la evapotranspiración real diaria en la zona norte de Finlandia empleando técnicas de teledetección*. GeoFocus nº5, p. 278-300. ISSN:1578-5157.
- Sánchez J.M., Kustas W.P., Caselles, V., Anderson M. 2007a: *Modelling surface energy fluxes over maize using radiometric soil and canopy temperature observations*. Remote Sensing of Environment. doi:10.1016/j.rse.2007.07.018.
- Sánchez J.M., Scavone G., Caselles V., Valor E., Copertino V.A., Telesca V. 2008: *Monitoring daily evapotranspiration at a regional scale from Landsat-TM and ETM+ data: Application to the Basilicata region*. Journal of Hydrology, Vol. 351, Issues 1-2, 30 Marzo 2008, ISSN 0022-1694.
- Schmid H.P. 2002: *Footprint modeling for vegetation atmosphere exchange studies: a review and perspective*. Agricultural and Forest Meteorology 113, 159-183.
- Schultz G.A., 1994: *Meso-scale modelling of runoff and water balances using remote sensing and other GIS data*. Hydrol. Science Journal, 39, 2.
- Seguin, B., Itier, B., 1983: *Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data*. International Journal of Remote Sensing, 4, pp. 473-383.
- Shuttleworth, W.J. and Wallace, J.S., 1985: *Evaporation from sparse crops – an energy combination theory*. Q.J.R. Meteorol. Soc., 111, 939-955.
- Shuttleworth, W.J., Gurney, R. J., Hsu, A. Y., and Ormsby, J. P., 1989: *FIFE: the variation in energy partition at surface flux sites*. IAHS Publication, 186, 67-74.

- Smith, S. D. and Jones, E. P., 1979: *Dry-Air Boundary Conditions for Correction of Eddy Flux Measurements*. *Boundary-Layer Meteorol.* **17**, 375–379.
- Su, Z., Schmugge, T., Kustas, W. P., Massman, W. J., 2001: *An evaluation of two models for estimation of the roughness height for heat transfer between the land surface and the atmosphere*. *Journal of Applied Meteorology*, 40 (11), pp. 1922-1951.
- Su Z. 2002: *The surface energy balance system (SEBS) for estimation of turbulent heat flux*. *Hydrology and Earth System Sciences* 6(1), 85-89.
- Su, Z., Yacob, A., Wen, J., Roerink, G., He, Y., Gao, B., Boogaard, H., and van Diepen, C., 2003b: *Assessing Relative Soil Moisture with Remote Sensing Data: Theory and Experimental validation*, *Phys. Chem. Earth*, 28(1-3), 89-101.
- Su H., McCabe M.F., Wood E.F., Su Z. & Prueger J.H. 2005: *Modeling evapotranspiration during SMACEX: Comparing two approaches for local-and-regional-scale prediction*. *Journal of Hydrometeorology* 6 (6), pp. 910-922.
- Sugita, M. and Brutsaert, W., 1991: *Daily evaporation over a region from lower boundary-layer profiles measured with radiosondes*. *Water Resour. Res.*, 27(5), 747-752.
- Sun, J., Esbensen, S. K., and Mahrt, L., 1979: *Estimation of Surface Heat Flux*. *J. Atmos. Sci.* **52**, 3162–3171.
- Sobrino J.A., 1989: *Desarrollo de un modelo teorico para implementar la medida de la temperatura realizada mediante teledetección. Aplicación a un campo de naranjos*. PhD dissertation. University of Valencia, Valencia, Spain, 170 pp.
- Sobrino J.A., Li Z.L., Stoll M.P., & Becker F., 1996: *Multi-channel and multi-angle algorithms for estimating sea and land surface temperature with ATSR data*. *International Journal of Remote Sensing*, 17(11), 2089– 2114.
- Sobrino J.A, Jimenéz-Muñoz J.C., Paolini L., 2004: *Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5*. *Remote Sensing of Environment* 90 - 434-440;
- Sobrino J.A., & Raissouni N., 2000: *Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring. Application to Morocco*. *International Journal of Remote Sensing*, 21, 353– 366.
- Sobrino J.A., Raissouni N., & Li Z. -L., 2001: *A comparative study of land surface emissivity retrieval from NOAA data*. *Remote Sensing of Environment*, 75, 256– 266.
- Sobrino J.A., Caselles V., & Becker F., 1990: *Significance of the remotely sensed thermal infrared measurements obtained over a citrus orchard*. *ISPRS Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 44, 343– 354.
- Song C., Woodcock C.E., Seto K.C., Lenney M.P., and Scott A.M., 2001: *Classification and Change Detection Using Landsat TM Data: When and How to Correct Atmospheric Effects?*. *Remote Sensing of Environment*, 75:230–244.

- Timmermans W.J., van der Kwast J., Gieske A.S.M., Su Z., Oliosio A., Jia L. & Elbers J. 2005: *Intercomparison of energy flux models using ASTER imagery at the SPARC 2004 site (Barrax, Spain)*. SPARC final Workshop, Enschede, The Netherlands, 4-5 July, 2005.
- Troufleau, D., Lhomme, J.-P., Monteny, B., and Vidal, A., 1997: *Sensible heat flux and radiometric temperature over sparse Sahelian vegetation I: An experimental analysis of the k_B-1 parameter*, J. Hydrol., 188-189(1-4), 815-838.
- 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 Wesley, M.L., 2000: *Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland*. Agric. Forest Meteorol., 103, 279-300.
- Valor E. & Caselles V., 1996: *Mapping Land Surface Emissivity from NDVI: Application to European, African, and South American Areas*. Remote Sensing of Environment, 57, 167-184.
- Valor E. & Caselles V., 2005: *Validation of the vegetation cover method for land surface emissivity estimation*. Recent Research Developments in Thermal Remote Sensing , Kerala (India), Research Signpost, 1-20.
- Van de Griend A.A., & Owe M., 1993: *On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces*. International Journal of Remote Sensing, 14(6), 1119–1131;
- Van den Hurk, B.J.J.M. and Holtslag, A.A.M., 1995: *On the bulk parameterization of surface fluxes for various conditions and parameter ranges*. Boundary-Layer Meteorol., 82, 199-234.
- V. A. Copertino, M. Di Pierro, G. Scavone, V. Telesca, 2012: *Comparison of algorithms to retrieve LST from LANDSAT-7 ETM+ IR data in the Basilicata Ionian band*. Tethys
- Webb, E. K., 1982: *On the Correction of Flux Measurements for Effects of Heat and Water Vapour Transfer*. Boundary-Layer Meteorol. **23**, 251–254.
- Webb, E. K. and Pearman, G. I., 1977: *Correction of CO₂ Transfer for the Effect of Water Vapour Transfer*. In R. W. Bilger (ed.), *Second Australasian Conference on Heat and Mass Transfer*, University of Sydney, pp. 469–476.
- 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. **106**, 85–100.
- Wesely M.L., 1976b: *A comparison of two optical methods for measuring line averages of thermal exchanges above warm water surfaces*. Journal of Applied Meteorology 15, 1177-1188.
- Wieringa, J., 1993: *Representative roughness parameters for homogeneous terrain*, Boundary-Layer Meteorol., 63, 323-363.
- Wood, E.F., 1998: *Hydrologic measurements and observations: an assessment of needs in Hydrologic Sciences*. Taking Stock and Looking Ahead, National Academy Press, pp67-86

Wood, E.F., Su, H., McCabe, M. and Su, Z., 2003: *Estimating Evaporation from Satellite Remote Sensing*. Paper presented at the International Geoscience And Remote Sensing Symposium, 21-25 July 2003, Toulouse (PID20004.pdf).

Xie, X. Q., 1991: *Estimation of daily evapo-transpiration (ET) from one time-of-day remotely sensed canopy temperature*. Remote Sensing of Environment China, 6 (4), pp. 253-259 (in Chinese).

Zhan, X., Kustas, W.P., and Humes, K.S., 1996: *An intercomparison study on models of sensible heat flux over partial canopy surfaces with remotely sensed surface temperature*. Remote Sens. Environ., 58, 242-256.

Zhang, R.H., 1996: *Remote sensing models and ground surface foundation*. The Science Press, Beijing.

Zhang J., Wang Y., Li Y., 2006: *A C++ program for retrieving land surface temperature from the data of Landsat TM/ETM+ band 6*. Computer & Geosciences 32, 1796-1805;

Zhang Zhao-ming, He Guo-jin, 2006: *A study on the method to retrieve land surface reflectance based on IRS P6 DATA*. Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China.