

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Agronomia Animali Alimenti Risorse Naturali e Ambiente

TESI DI LAUREA IN SCIENZE E TECNOLOGIE PER L'AMBIENTE E IL TERRITORIO

Tecniche di monitoraggio dell'ossidazione della sostanza organica nei
terreni torbosi del basso Veneziano

Relatore:
Prof. Andrea Pitacco

Correlatore:
Dott. Franco Meggio

Laureando:
Giovanni Maniero
Matricola n. 625329

ANNO ACCADEMICO 2011/2012

Indice

RIASSUNTO.....	2
ABSTRACT.....	3
1 INTRODUZIONE	5
1.1 IL CICLO DEL CARBONIO.....	5
1.2 FLUSSI DI CARBONIO DAL SUOLO	8
1.2.1 <i>Fattori ambientali che influenzano l'emissione di CO₂ dal suolo</i>	10
1.2.2 <i>Fattori antropici che influenzano l'emissione di CO₂ dal suolo</i>	13
1.2.3 <i>Emissioni di CO₂ da differenti ecosistemi</i>	15
1.3 TECNICHE DI MISURA DEI FLUSSI DI CO ₂	18
1.3.1 <i>Le camere di misura</i>	18
1.3.2 <i>L'Eddy covariance</i>	23
1.3.3 <i>Altri metodi</i>	28
1.4 OSSIDAZIONE DELLA SOSTANZA ORGANICA E SUBSIDENZA.....	31
2 SCOPO DELLA TESI	35
3 MATERIALI E METODI.....	37
3.1 DESCRIZIONE DEL SITO.....	37
3.1.1 <i>Caratterizzazione delle torbe</i>	41
3.2 CAMPAGNA DI MISURA.....	43
3.3 STRUMENTAZIONE LI-COR-8100.....	46
3.3.1 <i>La Camera di misura</i>	47
3.3.2 <i>Il flusso d'aria</i>	48
3.3.3 <i>Il protocollo di misura</i>	50
3.3.4 <i>Calcolo del flusso di CO₂</i>	51
3.3.5 <i>Modello lineare</i>	51
3.3.6 <i>Modello esponenziale</i>	52
4 RISULTATI.....	53
4.1 MISURE IN CAMPO	54
4.1.1 <i>Giornate 20-21/07 e 04-05/08</i>	54
4.1.2 <i>Giornate 14-15/09 e 29-30/09</i>	56
4.1.3 <i>Giornata 20-21/09</i>	61
4.2 FLUSSI STAGIONALI DI CO ₂	63
4.2.1 <i>Relazione tra flusso di CO₂ e temperatura dell'aria</i>	63
4.2.2 <i>Relazione tra flusso di CO₂ e temperatura del suolo</i>	65
5 CONCLUSIONI	67
BIBLIOGRAFIA.....	69

Riassunto

Negli ultimi anni è stata data particolare attenzione alle emissioni, sotto forma di anidride carbonica (CO₂), del carbonio stoccato nel suolo specie per le conseguenze che queste possono avere in relazione all'aumento dei gas ad effetto serra. I terreni torbosi per loro natura, in particolare se coltivati, vanno incontro al fenomeno dell'ossidazione della sostanza organica diventando fonte di abbondanti emissioni di CO₂.

Lo scopo di questa tesi è di studiare la dinamica dell'ossidazione della sostanza organica dei terreni torbosi del basso Veneziano mediante misure del flusso di respirazione del suolo. Per le misure è stato utilizzato un sistema a camera chiusa dinamica con IRGA esterno Li-Cor 8100A dotato di sensori ausiliari per la misura della temperatura del suolo e del contenuto volumetrico d'acqua dello strato più superficiale del terreno. Le misure in campo sono state effettuate nella stagione estiva da Luglio a Settembre, in un'azienda agricola privata situata nel comune di Cona (VE).

Dall'elaborazione dei dati raccolti è stata trovata una relazione su scala stagionale tra il flusso della respirazione del suolo e la temperatura media dell'aria con un intervallo di optimum termico (20-25°C) all'interno del quale il flusso raggiunge i valori massimi. A scala giornaliera non è stata trovata una relazione significativa valida per tutte le giornate a causa di fenomeni di isteresi e delle diverse condizioni meteorologiche in cui sono state effettuate le misure.

Il quantitativo totale stimato di CO₂ emessa durante la stagione estiva è stato di circa 5 kg CO₂ m⁻² in linea con altre ricerche effettuate nello stesso ambiente.

Abstract

In recent years, particular attention has been given to the study of emissions, as carbon dioxide (CO₂), of the carbon stored in soils, for the consequences of this flux to the increase of greenhouse gas budget. Peat soils by their nature, particularly if farmed, undergo a massive oxidation of organic matter, becoming abundant source of CO₂.

The purpose of this thesis is to study and better understand the oxidation of the organic matter in peat soils near Venice lagoon, by directly monitoring soil respiration fluxes. Measurements have been performed using a closed dynamic chamber system with external IRGA Li-Cor 8100A equipped with auxiliary sensors to measure soil temperature and soil water content. Field measurements were carried out during the summer season from July to September in a private farm located in Cona (Venice).

From the analysis of field data a seasonal relationship between soil respiration flux and average air temperature was found. The relationship show a narrow range of optimum temperature values (between 20°C and 25°C). A significant relationship at daily scale was not found, due to the hysteresis phenomenon and because of the different weather conditions.

The total quantity of CO₂ emitted from soil during the summer season was around 5 kg CO₂ m⁻², close to previous measurements in the same area.

1 Introduzione

1.1 Il ciclo del carbonio

A livello globale il ciclo del carbonio è regolato da un meccanismo di tipo sorgente-accumulo (*source-sink*) sono quindi diversi i siti dove il carbonio è stoccato, in particolare: l'atmosfera, la vegetazione o biomassa, il suolo, gli oceani, la litosfera. La ripartizione del carbonio fra i diversi siti è regolata da flussi. Un flusso è definito come il quantitativo di un'entità che passa attraverso una superficie chiusa per unità di tempo, se il flusso è in uscita dalla superficie questa diventa una sorgente, se invece il flusso è in entrata questa diventa un sito di accumulo (Burba e Anderson, 2005).

Il principale sito di accumulo del carbonio sulla Terra è costituito, dopo la litosfera, dagli oceani, dove si stima che vi siano 38000 giga tonnellate di carbonio inorganico che equivale a circa 50 volte il carbonio presente in atmosfera (Falkowski *et al.*, 2000).

Fra oceani ed atmosfera c'è uno scambio continuo in termini di CO₂ che è quantificabile in circa 90 giga tonnellate di carbonio l'anno immesse in atmosfera e circa 92 giga tonnellate assorbite dagli oceani. Il risultato dei flussi fra oceani e atmosfera è un assorbimento netto di CO₂ di circa 2 giga tonnellate l'anno da parte degli oceani (Baird e Cann, 2006).

I processi e le dinamiche che stanno alla base dell'assorbimento di CO₂ negli oceani sono molteplici, sia di tipo chimico che biologico, e ciascun meccanismo dà un contributo diverso.

La reazione chimica alla base dell'assorbimento di CO₂ avviene nelle acque superficiali oceaniche dove la CO₂ si dissolve formando acido carbonico, un acido debole, che reagisce a sua volta con gli anioni carbonato e acqua formando bicarbonato (Falkowski *et al.*, 2000). Il carbonio così assorbito tende, nel corso del tempo, a spostarsi dallo strato superficiale (300mt) verso profondità più elevate, dove è presente in concentrazioni maggiori.

Poiché la CO₂ è maggiormente solubile in acque fredde e ad elevata salinità, l'efficienza dell'assorbimento e quindi il sequestro di CO₂ ad elevate profondità è dovuto alla formazione di masse d'acqua dense e fredde ad elevate latitudini (Falkowski *et al.*, 2000).

Il principale processo biologico che contribuisce all'assorbimento di CO₂ è la fotosintesi del fitoplancton: la fotosintesi, infatti, abbassa la pressione parziale di CO₂ negli strati più superficiali facilitando così l'assorbimento di CO₂ dall'atmosfera.

Numerose specie di fitoplancton e zooplancton formano gusci a base di carbonato di calcio che, alla loro morte, vengono depositati sui fondali dando così un ulteriore contributo alla stabilizzazione del carbonio ad elevate profondità.

Secondo stime circa il 25% del carbonio fissato mediante fotosintesi negli strati superficiali si deposita in profondità, mantenendo così la concentrazione atmosferica di CO₂ di circa 150-200 ppm inferiore a quanto sarebbe in assenza di questo processo (Falkowski *et al.*, 2000).

Per quanto riguarda l'atmosfera il quantitativo stimato di carbonio presente è dell'ordine di 720 750 giga tonnellate e la concentrazione di CO₂ attualmente è in media circa 390 ppm.

La concentrazione atmosferica di CO₂ è strettamente legata alle interazioni con gli altri comparti del ciclo globale del carbonio, in particolare la vegetazione che, con la fotosintesi, ne determina l'andamento su scala annuale.

Presso Mauna Loa sull'isola di Hawaii ad un'altitudine di 3397m s.l.m. esiste dal 1957 uno dei siti di riferimento mondiale per la misura della concentrazione atmosferica di CO₂.

Osservando il grafico della concentrazione di CO₂ atmosferica misurata a Mauna Loa è possibile notare l'andamento sinusoidale della curva che è dovuto alla fotosintesi delle piante.

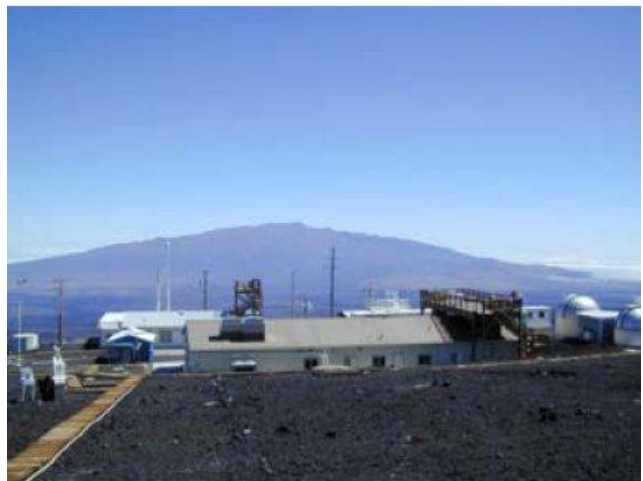
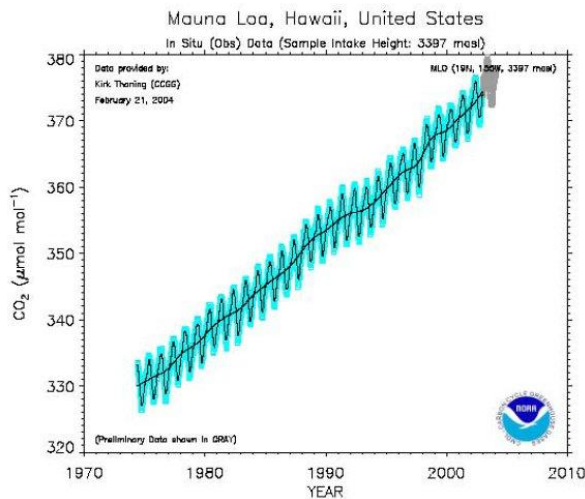


Figura 1a) Concentrazione di CO₂ misurata presso Mauna Loa Figura 1b) L'osservatorio di Mauna Loa

In particolare nella stagione primaverile ed estiva le piante estraggono grosse quantità di CO₂ dall'atmosfera, abbassandone quindi la concentrazione, mediante fotosintesi che avviene secondo la reazione catalizzata dalla luce solare fra CO₂ e H₂O che ha come prodotti O₂ e polimeri di CH₂O.

Per polimeri di CH₂O si intendono fibre vegetali principalmente cellulosa ed il carbonio così "intrappolato" in questi composti si definisce carbonio fissato (Baird e Cann, 2006).

Nella stagione autunnale ed invernale si verifica la decomposizione biologica dei tessuti vegetali secondo la reazione inversa a quella appena descritta e viene così in parte restituita all'atmosfera la CO₂ assorbita ed utilizzata durante la stagione precedente.

La distribuzione spaziale sulla Terra dei siti di accumulo e delle sorgenti di carbonio non è uniforme inoltre, le sorgenti emettono più di quanto i siti di accumulo siano in grado di assorbire; in particolare si distinguono: l'emisfero australe, la regione dei tropici e l'emisfero boreale.

L'emisfero australe con cui si intendono latitudini superiori al 30° parallelo Sud, considerata la scarsa presenza di terre emerse e la prevalenza di acque oceaniche, si comporta prevalentemente come sito di accumulo grazie all'assorbimento di CO₂ da parte dell'oceano.

Nella regione tropicale compresa tra il 30° parallelo Nord ed il 30° Sud le emissioni superano di molto gli assorbimenti.

L'emisfero boreale a latitudini superiori al 30° parallelo Nord si comporta come sito di accumulo.

Meriterebbe una trattazione più specifica, che esula dagli scopi di questa tesi, l'evidente aumento di concentrazione atmosferica di CO₂ verificatosi negli ultimi anni e tuttora in corso, a causa delle attività antropiche una tra tutte l'utilizzo di combustibili fossili.

Gli effetti di un tale aumento si farebbero sentire sui fragili equilibri che regolano i processi appena descritti e quindi l'intero ciclo del carbonio terrestre.

Su questo tema tuttavia il dibattito nella comunità scientifica è molto acceso e non vi sono ancora tutte le conoscenze necessarie a comprendere totalmente la complessità di alcuni meccanismi che regolano il ciclo del carbonio terrestre, tantomeno i cambiamenti che l'aumento di CO₂ potrebbe avere su tali sistemi.

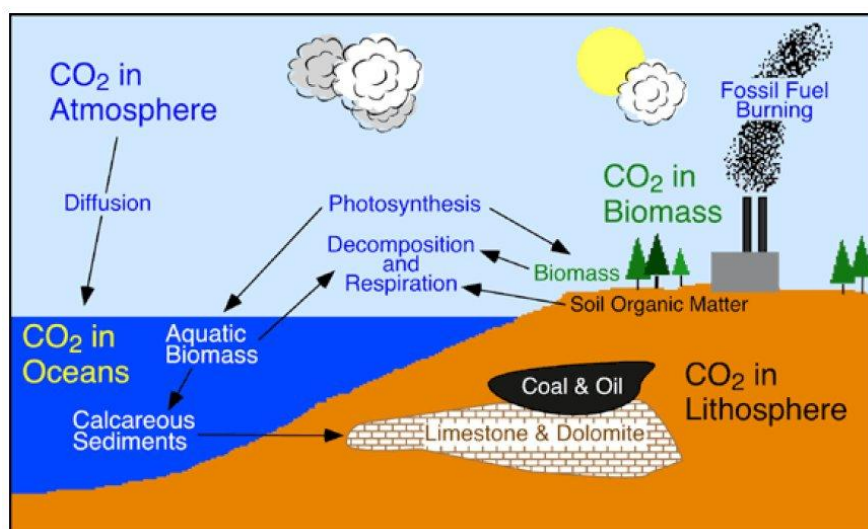


Figura 2: Il ciclo del carbonio terrestre.

1.2 Flussi di carbonio dal suolo

Nel suolo è accumulato circa il doppio del carbonio rispetto all'atmosfera (Rastogi *et al.*, 2002) e per questo motivo il suolo è considerato uno dei comparti chiave per il ruolo che ricopre nel bilancio globale del carbonio: esso può infatti comportarsi sia come una sorgente sia come sito di accumulo a seconda delle condizioni in cui si trova e dell'intensità dei processi che ospita.

Le emissioni di CO₂ dal suolo e dalla vegetazione sono una delle principali fonti da cui la CO₂ entra in atmosfera: l'ammontare di carbonio rilasciato da questa fonte è 10-15 volte maggiore rispetto a quello derivante dall'uso di combustibili fossili; è tuttavia doveroso precisare che le emissioni di suolo e vegetazione sono bilanciate naturalmente dall'assorbimento di carbonio mediante fotosintesi ed il bilancio è tendenzialmente negativo (assorbimento), mentre le emissioni derivanti dall'uso di combustibili fossili non sono in alcun modo bilanciate costituendo così la principale fonte per la CO₂ in atmosfera (Raich e Schlesinger, 1992).

In questi ultimi anni è stato quindi sviluppato un interesse sempre maggiore verso i flussi di carbonio dal suolo, soprattutto sotto forma di CO₂, per le diverse implicazioni ambientali che questi possono avere specie in relazione al riscaldamento globale.

Particolare interesse viene dato allo studio dei flussi di carbonio in uscita dal suolo per cercare, ove possibile, di limitarne l'entità e di promuovere lo stoccaggio del carbonio nel suolo.

L'emissione di CO₂ dal suolo si verifica grazie alla combinazione di diversi processi, come mostrato in figura 3, sia di natura biologica che chimica (Rastogi *et al.*, 2002). In dettaglio fra i processi biologici ricordiamo: respirazione microbica, respirazione radicale e respirazione animale, mentre il principale processo chimico che contribuisce all'emissione di CO₂ dal suolo è l'ossidazione.

Il contributo in termini di produzione di CO₂ che ciascuno di questi processi dà alla respirazione del suolo è tuttavia molto variabile a seconda della stagione e dell'ecosistema.

In dettaglio, dal punto di vista fisiologico, la respirazione di una cellula è quella serie di processi metabolici che, catabolizzando molecole organiche, liberano energia, acqua e CO₂ (Luo e Zhou, 2006).

Tutti gli organismi viventi piante, animali e microorganismi condividono simili schemi di respirazione per ottenere energia vitale rilasciando CO₂.

Per quanto riguarda il suolo l'approccio alla respirazione è volto principalmente a quantificare la produzione di CO₂ piuttosto che l'energia ottenuta e la respirazione del suolo, viene quindi definita

come la produzione di CO₂ da parte delle radici e degli altri organismi, intesi come microbi e piccoli animali che popolano il suolo.

La fonte di approvvigionamento di carbonio per la respirazione radicale, per questo definita anche respirazione autotrofa, è costituita dai fotosintati prodotti dalla pianta a livello fogliare ed in seguito trasferiti alle radici. La fonte di carbonio per la respirazione microbica, definita anche respirazione eterotrofa, è invece costituita da detriti organici e residui di piante nonché dall'applicazione di concimi organici in ambito agricolo (Rastogi *et al.*, 2002).

Nonostante la respirazione del suolo sia considerata come la combinazione di respirazione autotrofa ed eterotrofa, sono possibili ulteriori distinzioni: secondo Hanson (2000) la respirazione radicale è la combinazione dell'attività radicale e dell'attività dei microorganismi che vivono nella rizosfera. Per convenzione, tuttavia, con il termine "respirazione radicale" si intende l'insieme di processi che si verificano nella rizosfera.

Numerosi studi sono stati effettuati, inoltre, al fine di distinguere e quantificare separatamente gli apporti al flusso di CO₂ dal suolo di respirazione autotrofa ed eterotrofa.

Turpin (1920) afferma che il maggior contributo al flusso di CO₂ dal suolo è attribuibile all'attività di decomposizione da parte dei batteri, dati ed analisi successive ad opera di Wiant (1967) dimostrano che, in suoli forestali, il contributo della respirazione radicale supera quello della decomposizione batterica. Anderson (1973) afferma che la principale fonte di errori in respirometria del suolo è la produzione di CO₂ da parte delle radici. Le conclusioni di questi autori dimostrano la complessità del problema e l'importanza di radici e rizosfera come soggetti chiave della respirazione del suolo (Hanson 2000).

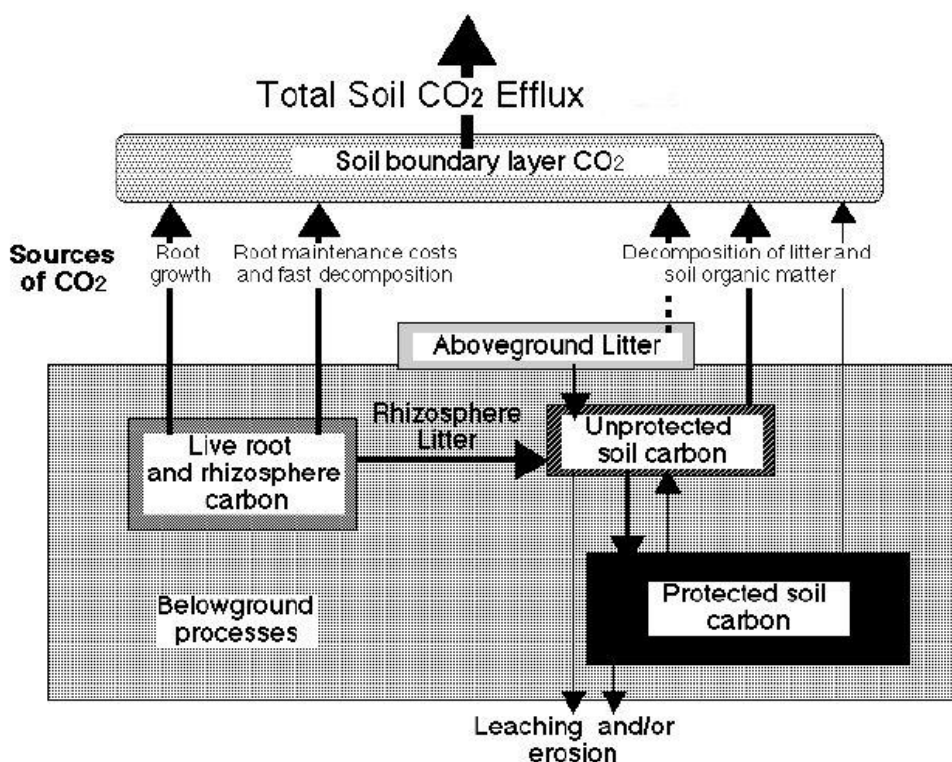


Figura 3: I componenti del flusso di CO₂ dal suolo

Fonte: Hanson *et al*, 2000

1.2.1 Fattori ambientali che influenzano l'emissione di CO₂ dal suolo

I fattori in grado di influenzare la produzione e l'emissione di CO₂ dal suolo sono molteplici sia di natura ambientale che antropica.

Le variabili ambientali da considerare sono principalmente temperatura e umidità, vi è poi una serie di altri fattori in grado di influenzare l'emissione di CO₂ fra cui il pH, la tessitura, la salinità, la pressione atmosferica e la ventilazione.

Gli effetti che le variabili ambientali hanno sull'emissione di CO₂ dal suolo sono stati oggetto di studio da parte di numerosi autori nel corso degli anni, ed è tuttora in atto una fase di studio per chiarire le apparenti contraddizioni.

- *La Temperatura*

La temperatura ha un marcato effetto sull'emissione di CO₂ dal suolo: secondo diversi autori l'incremento di respirazione del suolo per un aumento di temperatura di 10°C, che corrisponde alla relazione Q₁₀, è circa 2.0 (Schlesinger, 2000).

Wiant (1967) ha osservato un aumento logaritmico delle emissioni di CO₂ tra 20°C e 40°C seguito da un rapido declino sopra i 50°C che si verifica probabilmente a causa di una parziale inibizione della respirazione microbica dovuta all'inattivazione dei sistemi di ossidazione biologica.

Questi studi suggeriscono la presenza di un intervallo di ottimo termico all'interno del quale la respirazione del suolo è massima, nonostante in alcuni casi sia stato notato un aumento dell'emissione di CO₂ anche con temperature superiori ai 50°C (Bunt e Rovira, 1954).

Le maggiori emissioni di CO₂ dal suolo sono state misurate nel periodo estivo, in particolare in Luglio, a causa della maggiore attività radicale e della maggiore decomposizione della sostanza organica ad elevate temperature.

Secondo Boone (1998) la respirazione radicale risponde positivamente agli aumenti di temperatura mostrando un valore di Q₁₀ pari a 4.6 mentre Bouma (1997) ha trovato una correlazione fra respirazione radicale e le variazioni giornaliere di temperatura per un valore Q₁₀ pari a 2.0.

L'incremento di emissioni di CO₂ dal suolo correlato all'aumento di temperatura è attualmente un argomento di preoccupazione poiché il possibile riscaldamento globale potrebbe aumentare le emissioni di CO₂ dal suolo accelerando così la deplezione dello stoccaggio di carbonio nel suolo nonché la fertilità (Rastogi *et al.*, 2002). Chapman e Thurlow (1998) hanno infatti osservato che un aumento di 5°C della temperatura media annua può potenzialmente aumentare le emissioni di CO₂ di un fattore da 2 a 4.

Le zone più soggette all'aumento di emissioni di CO₂ sono quelle a clima freddo: si stima che per un aumento di 1°C nelle regioni con temperatura media annuale di 5°C la perdita di carbonio organico dal suolo sarebbe del 10% mentre solo il 3% ,invece, andrebbe perso nelle regioni con temperatura media annuale di 30°C (Rastogi *et al.*, 2002).

- *L'Umidità del terreno*

L'umidità influenza la respirazione del suolo e quindi l'emissione di CO₂: un aumento di umidità nel suolo provoca un aumento della respirazione del suolo fino al raggiungimento di un valore di optimum superato il quale subentrano condizioni di anossia e la respirazione diminuisce.

In condizioni di suolo asciutto l'intensità di respirazione è maggiore durante il giorno rispetto alla notte mentre, in condizioni di suolo molto umido, non vi sono particolari differenze come osservato da Grahammer *et al.*, (1991).

Questo effetto è dovuto ad una riduzione della variabilità della temperatura nel suolo quando questo si trova in condizioni di elevata umidità.

Gli effetti maggiori sono legati principalmente ai cambiamenti dell'umidità nel suolo in particolare in relazione ai suoi cicli periodici di diminuzione ed aumento.

In particolare quando nel suolo l'umidità aumenta dopo un periodo secco, l'attività dei microorganismi, che erano in uno stato latente nel suolo più asciutto, aumenta assieme al rilascio dell'aria intrappolata nei pori contribuendo ad un aumento dell'emissione di CO₂ (Orchard e Cook, 1983).

Borken (1999) ha osservato che la siccità riduce la respirazione del suolo mentre un ritorno a condizioni umide provoca un aumento della respirazione dal 48% al 144%.

Oltre agli effetti diretti che temperatura ed umidità esercitano sulla respirazione del suolo è molto importante analizzare la combinazione dei loro effetti specie in relazione al possibile riscaldamento globale accompagnato da variazioni nella distribuzione delle precipitazioni.

Secondo Casals *et al.*, (2000) riportare a condizioni di elevata umidità un suolo secco comporta un aumento delle emissioni di CO₂ solo ad elevate temperature.

Nonostante alcuni autori abbiano osservato come la temperatura sia il fattore dominante nel determinare l'emissione di CO₂ dal suolo altri hanno effettuato simulazioni su temperatura del suolo e posizione della falda (Moore e Dalva 1993).

I risultati delle simulazioni hanno mostrato che a 23°C l'emissione di CO₂ era 2.4 volte maggiore rispetto a 10°C ed è inoltre emersa la presenza di una relazione lineare positiva tra emissione di CO₂ ed umidità nel suolo.

A conferma del fatto che tuttora non vi è uniformità di vedute da parte di tutti gli autori, Bijracharya (2000) ha osservato una correlazione significativa tra flusso di carbonio dal suolo e temperatura sia del suolo che dell'aria ($R^2=0.8$), ma non con l'umidità del suolo.

- *Il pH*

Il pH è in grado di influenzare la respirazione del suolo poiché interagisce con la crescita e proliferazione dei microorganismi (Rastogi *et al.*, 2002).

Anche in questo caso la respirazione del suolo sarà favorita all'interno di un intervallo di valori di pH che dipende anche dalla flora batterica del sito in esame.

Kowalenko e Ivarson (1978) hanno osservato un aumento della respirazione del suolo all'aumentare del pH, tuttavia a valori di pH superiori a 7.0 si verifica un calo della respirazione e la riduzione in percentuale è pari a 18 punti se il pH sale ulteriormente fino a 8.7 come osservato da Rao e Pathak (1996).

- *La Tessitura*

La tessitura del suolo e, quindi, la presenza ed il numero di micro pori influenza l'infiltrazione d'acqua e la diffusione dei gas; risulta influenzata anche la crescita di batteri e funghi attraverso la disponibilità di aria ed umidità.

La tessitura del suolo è in grado di facilitare o meno la capacità di formazione della CO₂ nonché la sua diffusione verso l'atmosfera (Rastogi *et al.*, 2002).

- *La Salinità*

Non vi è un grande numero di studi sugli effetti della salinità sulla respirazione del suolo. È comunque possibile dire che la salinità ha un effetto negativo sulla respirazione del suolo: un eccesso di salinità nel suolo ha effetti negativi sui processi fisici, chimici e microbiologici compresa la mineralizzazione del carbonio e l'attività enzimatica che sono processi chiave per la decomposizione della sostanza organica.

- *La pressione atmosferica e la ventilazione*

Bassi valori di pressione atmosferica provocano l'uscita della CO₂ presente nello strato più superficiale del suolo e secondo alcuni studi Moore e Dalva (1993) la pressione atmosferica è inversamente proporzionale all'emissione di CO₂.

Le raffiche di vento unite all'irregolarità della superficie e alla porosità del suolo possono causare su scala ridotta delle variazioni di pressione atmosferica, sia diminuzioni che aumenti, in grado rispettivamente di favorire e sfavorire l'emissione di CO₂.

1.2.2 Fattori antropici che influenzano l'emissione di CO₂ dal suolo

I fattori antropici che possono influenzare l'emissione di CO₂ dal suolo, sono quelle attività umane in grado di indurre variazioni delle variabili ambientali, in particolare, l'agricoltura e le attività ad essa collegate come utilizzo dei fertilizzanti, l'aratura, il drenaggio e l'irrigazione.

- *Coltivazioni agricole*

L'agricoltura è probabilmente l'attività che maggiormente influenza e facilita la respirazione del suolo. La presenza stessa di colture influenza la produzione ed emissione di CO₂ dal suolo, da un suolo coltivato si originano maggiori emissioni di CO₂ (fino a 2-3 volte superiori) Russel (1973) rispetto ad un suolo indisturbato, perché l'aratura crea un microambiente favorevole per un'accelerata decomposizione microbica (Doran *et al.*, 1980; Kessavalou e Mosier 1998; Rochette 1999).

La presenza di colture aiuta il rimescolamento tra suolo e particelle organiche, migliora l'infiltrazione e la capacità di trattenere acqua del terreno, rompe gli aggregati di suolo, favorendo

così la produzione di CO₂. In un suolo non coltivato o dove l'attività agricola è poco intensa le emissioni di CO₂ sono minori poiché il disturbo arrecato dall'aratura è assente o di scarsa entità e il carbonio organico presente è meno esposto all'ossidazione (Rastogi *et al.*, 2002). Pratiche agronomiche che non prevedono il ricorso all'aratura sono associate ad emissioni di CO₂ basse o nulle poiché vi sarebbe una scarsa aerazione del terreno e diffusività dei gas (Ball *et al.*, 1999).

L'agricoltura favorisce la mineralizzazione del carbonio ed i flussi in uscita dal suolo, è quindi necessaria un'attenta gestione di questa attività al fine di ridurre la perdita di carbonio dai suoli coltivati.

- *Utilizzo di fertilizzanti*

Riguardo l'applicazione di fertilizzanti è opportuno distinguere tra fertilizzanti chimici ed i reflui zootecnici poiché i loro effetti sulla respirazione del suolo sono differenti.

L'utilizzo di fertilizzanti chimici con particolare riferimento a quelli azotati ha effetti sia diretti che indiretti sulla respirazione del suolo: direttamente fornisce azoto alle colture ed ai microorganismi, indirettamente modifica il pH che a sua volta influenza l'attività microbica (Katznelson e Stevenson 1956). Studi di laboratorio di Kowalenko *et al.*, (1978) confermano che l'utilizzo di fertilizzanti azotati riduce l'attività microbica, anche se negli studi in sito la differenza tra parcelle fertilizzate e di controllo è spesso di modesta entità. Sitaula e Bakken (1995) osservano una riduzione del 30-40% nelle emissioni di CO₂, utilizzando fertilizzanti a base di nitrato d'ammonio, principalmente dovuta alla ridotta respirazione microbica causata dall'aumento dell'acidità.

Aerts e Toet (1997) suggeriscono che un aumento dell'approvvigionamento di NH₄⁺-N porta alla riduzione del decadimento della sostanza organica e della perdita di carbonio.

L'applicazione di fertilizzanti organici può aumentare le emissioni di CO₂ dal suolo (Rao e Pathak 1998; Moore e Dalva 1993; Egginton e Smith 1986).

Secondo McGill *et al.*, (1981) il carbonio organico solubile nel suolo costituisce un'immediata fonte di carbonio per i microorganismi che quindi emettono CO₂.

Anche l'utilizzo di liquami incrementa le emissioni di CO₂: Alvarez (1999) ha osservato che un aumento di emissione di CO₂ è per il 21% costituito da carbonio applicato attraverso l'utilizzo di liquami.

L'utilizzo delle lettiere come fertilizzanti produce effetti minori in termini di aumento delle emissioni di CO₂ specie se l'applicazione è di tipo sottosuperficiale.

- *Drenaggio ed irrigazione*

Drenaggio ed irrigazione sono in grado di condizionare la respirazione del suolo poiché generano variazioni nell'umidità del terreno i cui effetti sono riconducibili a quelli già descritti.

Particolarmente in zone aride l'irrigazione vince le condizioni limitanti imposte dalla siccità stimolando quindi l'intensità di respirazione (Raich e Schlesinger, 1992).

L'attività di drenaggio tendenzialmente sfavorisce la respirazione del suolo poiché si generano condizioni di scarsa umidità.

Particolare attenzione va però posta al drenaggio delle zone umide paludose, specie quelle torbose, poiché il drenaggio in questi casi favorisce l'aerazione del suolo rimuovendo la limitazione d'ossigeno per i microorganismi che, trovandosi in condizioni più favorevoli, aumenteranno la loro attività aumentando di conseguenza la respirazione del suolo (Raich e Schlesinger, 1992).

1.2.3 Emissioni di CO₂ da differenti ecosistemi

Le emissioni di anidride carbonica differiscono a seconda dell'ecosistema: a livello globale esistono varie tipologie di ecosistemi che comprendono diverse e più numerose tipologie di biomi le cui rispettive emissioni di CO₂ sono molto differenti fra loro.

A scala globale si può affermare che l'intensità media di emissione di CO₂ dal suolo è positivamente correlata con la produttività media delle piante dei differenti biomi (Luo e Zhou, 2006).

- *Zone umide e torbiere*

Le zone umide intese come zone di transizione tra ecosistemi terrestri ed acquatici rappresentano circa il 3% della superficie terrestre ma la loro riserva è pari al 37% del carbonio globale (Bolin e Sukumar, 2000; Roehm 2005).

La capacità di questi ecosistemi di assorbire carbonio è stimata in un quantitativo che va da 0.1 a 0.7 Pg C all'anno: questa capacità è dovuta alle condizioni anossiche tipiche delle zone umide che rallentano fortemente la velocità di decomposizione della sostanza organica consentendo al carbonio di accumularsi in questi suoli (Ovenden, 1990; Gorham, 1995; Wojcik, 1999).

Nelle zone umide il contenuto idrico del terreno è il principale fattore che controlla la respirazione del suolo poiché influisce sulla diffusione di ossigeno nel suolo.

Le torbiere sono associate alle zone umide ricoprendone spesso il 75% dell'areale ed hanno caratteristiche particolari che consentono loro di rivestire un ruolo molto importante nella regolazione della concentrazione di CO₂ atmosferica.

L'intensità di produzione di CO₂ è maggiore nella parte più superiore dello strato di torba, ed è legata all'origine botanica dello strato di torba, alla temperatura, al contenuto idrico ed alla disponibilità di ossigeno (Medina e Zilver, 1972; Steward e Wheatley, 1990; Bridgham, 1992; Hogg, 1992).

L'efflusso di CO₂ dalle torbiere è funzione della temperatura e dell'altezza della falda (Jauhiainen *et al.*, 2005) oltre che della respirazione radicale delle piante, della decomposizione dei loro residui e della torba presente nel suolo (Rastogi *et al.*, 2002).

Le torbiere dell'emisfero boreale poste ad alte latitudini rappresentano un enorme riserva di carbonio organico e sono principalmente dei siti di assorbimento per la CO₂ poiché l'assimilazione di carbonio mediante la fotosintesi è maggiore del suo rilascio mediante decomposizione (Gorham, 1991).

Ecosistemi come le torbiere sono molto sensibili ai cambiamenti: è infatti dimostrato che se terreni di questo tipo vengono drenati e convertiti all'agricoltura diventano fonte di importanti emissioni di CO₂ (Klemedtsson *et al.*, 1997).

Un aumento della temperatura media globale accompagnato da una diminuzione delle precipitazioni con conseguente abbassamento della falda, convertirebbe le torbiere da siti di assimilazione ed accumulo di CO₂ a siti di emissione (Billings, 1987).

- *Le foreste*

Per quanto riguarda gli ecosistemi forestali è necessario distinguere tra foreste boreali, foreste temperate e foreste tropicali.

Complessivamente le foreste occupano circa 4.1 miliardi di ettari di superficie terrestre e costituiscono una riserva di carbonio di circa 1150 Pg di cui il 49% è stoccato nelle foreste boreali, il 14% nelle foreste temperate ed il 37% in quelle tropicali (Dixon, 1994).

Le emissioni di CO₂ che si originano dagli ecosistemi forestali variano a seconda del clima e del tipo di vegetazione prevalente, generalmente, le maggiori emissioni sono associate alle foreste tropicali mentre le emissioni più basse sono associate alle foreste boreali.

Gli ecosistemi forestali sono stati studiati, in tutta la loro varietà, da molti autori per dare un ordine di grandezza quanto a emissioni vanno da 592 g C m⁻² all'anno per una foresta boreale canadese, a 1650 g C m⁻² all'anno per la foresta pluviale amazzonica, passando per i 753 g C m⁻² all'anno misurati in una foresta temperata nord americana (Malhi *et al.*, 1999).

La variabile principale in grado di influenzare l'emissione di CO₂ è la temperatura, tuttavia, minori emissioni sono state osservate in presenza di suoli acidi (Borken, 1997).

Le foreste si comportano anche come siti di assimilazione del carbonio: secondo studi svolti da Lal e Singh (2000) le foreste indiane rimuovono dall'atmosfera circa 0.13 giga tonnellate di carbonio l'anno.

- *I deserti*

I deserti occupano circa un quinto delle terre emerse e sono contraddistinti da precipitazioni inferiori ai 50mm annui.

Se confrontati con gli altri biomi terrestri i deserti hanno le minori emissioni di CO₂ a causa della scarsa presenza di vegetazione che è fortemente limitata dalle condizioni ambientali estreme.

Esistono pochi studi riguardo questi ecosistemi visto il loro scarso peso nel regolare il ciclo globale del carbonio, tuttavia, è possibile affermare che in queste condizioni l'umidità è il fattore che controlla l'emissione di CO₂ (Luo e Zhou, 2006).

Secondo misure fatte da Raich e Schlesinger nel 1992 le emissioni annuali di CO₂ da parte di questi biomi vanno da 184 a 300 g C m⁻².

- *Altri ecosistemi*

Oltre agli ecosistemi già descritti meritano di essere ricordate le praterie che occupano circa il 20% della superficie terrestre e detengono circa il 10% del carbonio terrestre (Schimel e Schlesinger, 1997).

Secondo stime di Raich e Schlesinger (1992) gli efflussi annuali di carbonio vanno da 400 a 500 g C m⁻² tuttavia stime più recenti hanno visto al rialzo i quantitativi stimati.

Gli ecosistemi agricoli occupano globalmente 1.7 miliardi di ettari e detengono 170 Pg di carbonio. Se comparati agli ecosistemi naturali, come foreste e praterie, quelli agricoli risultano emettere grossi quantitativi di CO₂ a causa dell'intensa coltivazione e fertilizzazione.

In questi ecosistemi il fattore dominante che controlla le emissioni di carbonio dal suolo è la temperatura poiché acqua e nutrienti sono sempre disponibili grazie agli apporti artificiali per la crescita delle colture.

1.3 Tecniche di misura dei flussi di CO₂

Esistono diverse tecniche di misura dei flussi consentono di misurare il flusso di CO₂ in uscita dal suolo.

E' doveroso precisare che misurando il flusso di CO₂ in uscita dal suolo non si misura direttamente la sua respirazione: flusso di CO₂ e respirazione hanno valori simili se considerati su base annuale ed in assenza di significative perdite di carbonio inorganico tramite lisciviazione, tuttavia, su ridotta scala temporale i due valori possono risultare differenti (Raich e Schlesinger, 1992). Per convenzione in questa tesi con il termine F_{CO_2} si indica il flusso di respirazione del suolo inteso come flusso totale di CO₂ emessa dal suolo.

Le tecniche per la misura di F_{CO_2} si distinguono principalmente in tecniche micro meteorologiche e tecniche che prevedono l'utilizzo di camere.

Ciascuna metodologia ha i propri punti di forza e di debolezza ed è potenzialmente soggetta ad errori di misura, non esiste quindi una tecnica che sia in assoluto migliore di altre (Norman *et al.*, 1997).

I migliori risultati si ottengono adottando la tecnica di misura che ha più vantaggi in relazione alle condizioni di impiego ed agli scopi dello studio che si intende effettuare.

Misurare in maniera corretta F_{CO_2} è una problematica complessa per diverse motivazioni. F_{CO_2} è principalmente governato da due gradienti: il gradiente di concentrazione ed il gradiente di pressione.

La concentrazione di CO₂ nel terreno è generalmente molto maggiore rispetto a quella esterna originando così un ripido gradiente di concentrazione ed i metodi di misura che disturbano o distorcono il gradiente sono soggetti ad errori gravi (Luo e Zhou, 2006).

Il trasporto della CO₂ dagli strati profondi del suolo alla superficie avviene grazie al forte gradiente di concentrazione mentre a livello superficiale l'emissione vera e propria è guidata da variazioni di pressione indotte da raffiche di vento e variazioni di pressione atmosferica.

La tecnica di misura che comunemente viene più utilizzata, fra quelle sviluppate nel corso degli anni, è quella che prevede l'utilizzo di camere.

1.3.1 Le camere di misura

L'utilizzo di camere consente di ottenere una misura di F_{CO_2} a livello della superficie del suolo.

Il principio di funzionamento delle camere è semplice: viene misurata l'intensità della variazione di concentrazione di CO₂ al loro interno, in un breve intervallo di tempo, per risalire a F_{CO_2} .

A seconda delle caratteristiche si distinguono differenti tipologie di camere: camere aperte e camere chiuse ed è inoltre possibile distinguere tra camere statiche e dinamiche.

A seconda della presenza o meno di un sistema di circolazione dell'aria all'interno della camera questa viene definita dinamica (sistema di circolazione presente) o statica (sistema di circolazione assente).

La differenza tra camere chiuse ed aperte è di tipo strutturale: le prime isolano completamente una piccola porzione di atmosfera, mentre le camere aperte sono attraversate in continuazione da un flusso d'aria.

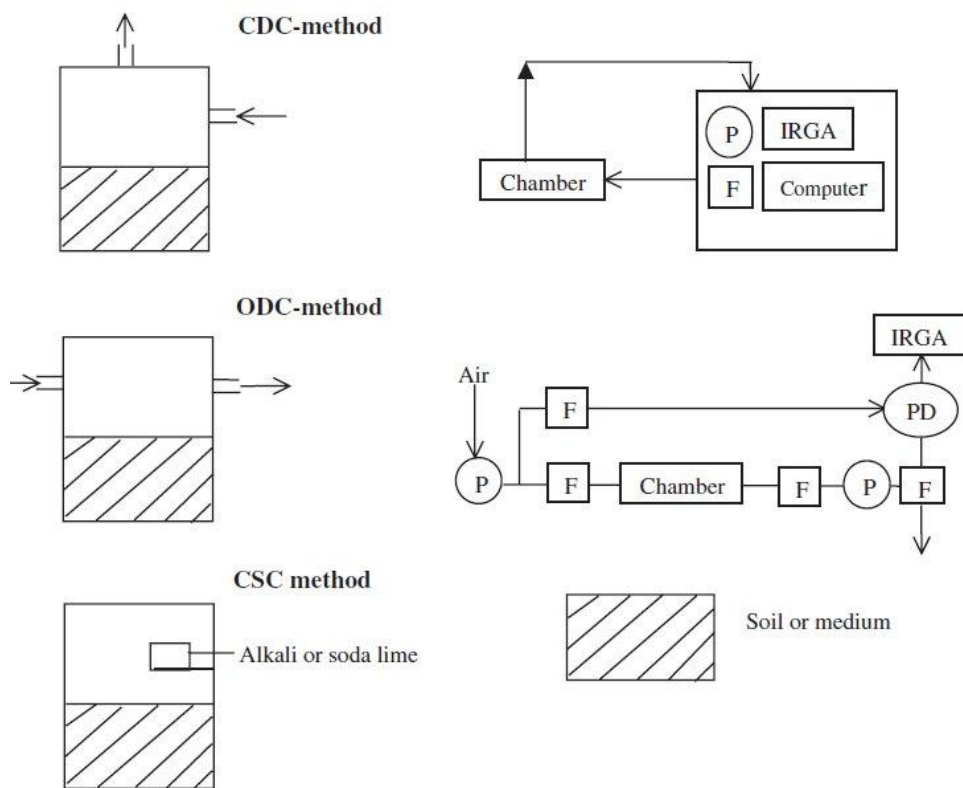


Figura 4: Rappresentazione schematica delle differenti tipologie di camere.

P è la pompa dell'aria; F è il misuratore di portata; PD è il filtro anti condensa; IRGA è l'analizzatore ad infrarossi.

Fonte: Luo e Zhou, (2006).

- *Camere chiuse dinamiche (CDC)*

Fra le diverse tipologie di camere quelle maggiormente utilizzate sono le camere chiuse dinamiche.

Come in tutti i sistemi dinamici l'aria è soggetta ad una circolazione forzata tra la camera ed l'analizzatore ad infrarossi (IRGA), che misura la concentrazione di CO₂ nel tempo.

Per effettuare le misure la camera non può essere posizionata direttamente sul suolo poiché la superficie è irregolare e per un corretto funzionamento della camera è necessario che questa sia posizionata su di un apposito collare che impedisce che vi siano perdite d'aria fra il suolo e la camera.

Quando la camera è posizionata e viene chiusa la concentrazione di CO₂ al suo interno inizia ad aumentare, a causa del rilascio di CO₂ dalla porzione di suolo sottostante e l'intensità dell'aumento di concentrazione è quindi proporzionale a F_{CO₂}.

Il funzionamento in dettaglio di ciascuno strumento dipende dalle specifiche di produzione, generalmente, la concentrazione di CO₂ viene misurata in maniera continua dall'IRGA ed in linea di principio il flusso viene calcolato secondo l'equazione di seguito riportata:

$$F = \frac{(C_f - C_i)V}{\Delta t A}$$

dove F è il valore di flusso; C_f è la concentrazione finale; C_i è la concentrazione iniziale; V è il volume complessivo del sistema; Δt è l'intervallo di tempo di durata della misurazione ed infine A è l'area del suolo coperto dalla camera.

L'utilizzo di questa tipologia di camere è soggetto, potenzialmente, a diverse fonti di errore.

Come già menzionato, poiché F_{CO_2} è attivato dal gradiente di concentrazione presente tra suolo ed atmosfera, l'aumento di concentrazione di CO₂ che si verifica all'interno della camera chiusa riduce il gradiente diminuendo così F_{CO_2} ; il valore misurato è quindi sottostimato (Hearly *et al.*, 1996).

Poiché il suolo è un mezzo poroso va prestata particolare attenzione alle differenze anche minime di pressione tra l'interno della camera e l'esterno: queste possono infatti alterare F_{CO_2} sia aumentandolo che diminuendolo (Fang e Montcrieff, 1996).

Lund *et al.*, (1999) hanno osservato che a pressione della camera maggiore rispetto a quella esterna F_{CO_2} decresce secondo un andamento non lineare all'aumentare della pressione interna della camera: un aumento di 0.5Pa comporta una riduzione di F_{CO_2} misurato che può arrivare fino

al 70%. Per mantenere la pressione in equilibrio fra interno ed esterno delle camere, nel corso degli anni è stato dapprima studiato ed in seguito introdotto uno sfiato.

Le eventuali raffiche di vento che si verificano durante una misurazione possono generare differenze di pressione per l'effetto Venturi che si crea sullo sfiato che comporta l'aspirazione di aria dall'interno della camera (Bain *et al.*, 2005).

L'aria presente nella parte superiore della camera deve essere adeguatamente mescolata per consentire una corretta misurazione. Il corretto rimescolamento viene garantito nelle camere mediante l'utilizzo di piccole ventole, tuttavia, è necessario che non venga ventilata la superficie del suolo poiché così facendo si creerebbero gradienti di pressione in grado di disturbare F_{CO_2} generando errori di misura (Li-Cor 1998).

In determinate condizioni, specie con suoli umidi, la concentrazione di vapore acqueo (H_2O) all'interno della camera aumenta rapidamente causando una diluizione della concentrazione di CO_2 poiché diminuisce la sua pressione parziale (Li-Cor 1998).

Suoli umidi in giornate secche e soleggiate massimizzano l'effetto di diluizione da parte dell' H_2O portando ad una sottostima dei valori di F_{CO_2} .

In questi casi si rende necessario introdurre un fattore di correzione per la diluizione nell'equazione di calcolo di F_{CO_2} .

L'installazione del collare di misura deve essere fatta almeno alcune ore, preferibilmente giorni, prima delle misurazioni. L'installazione del collare, infatti, smuove e disturba la porzione di suolo interessata provocando un rilascio di CO_2 dagli strati superficiali che porta alla sovrastima di F_{CO_2} misurato.

In questa tecnica di misura è molto importante anche la forma della camera che possibilmente deve annullare le potenziali fonti di errore.

Secondo Luo e Zhou (2006) una camera deve essere strutturata in modo da:

1. Minimizzare i cambiamenti del microclima all'interno della camera.
2. Minimizzare il disturbo del suolo.
3. Non causare variazioni di pressione all'interno della camera.
4. Non causare variazioni del gradiente di concentrazione di CO_2 e assicurare l'assenza di perdite d'aria.

Grazie alla ricerca le case produttrici hanno sviluppato e perfezionato i propri prodotti garantendo oggi una qualità elevata.

- *Camere chiuse statiche (CSC)*

Le camere chiuse statiche sono le prime ad essere state sviluppate, la loro particolarità sta nell'assenza di sistemi di circolazione forzata dell'aria al loro interno e nella presenza di una "trappola" chimica che assorbe le molecole di CO₂ in un determinato intervallo di tempo.

L'assorbente chimico può essere di due tipologie: soluzioni alcaline (ad es. NaOH o KOH) o calce sodata che consiste in Na(OH) e Ca(OH)₂.

A seconda del tipo di assorbente chimico utilizzato varia la metodologia per il calcolo di F_{CO2}: nel caso delle soluzioni alcaline queste vengono titolate, al termine del periodo di assorbimento, utilizzando una soluzione di HCl ed F_{CO2} è calcolato secondo la seguente equazione:

$$F = (C_{trap} - C_{blank}) / \Delta t_{abs} A$$

Dove C_{trap} è il quantitativo di CO₂ presente nell'assorbente chimico; C_{blank} è il quantitativo di CO₂ presente in una soluzione di controllo utilizzata per verificare l'assenza di contaminazioni della soluzione assorbente; Δt_{abs} è l'intervallo di tempo di assorbimento; A è la superficie di suolo interessata dalla camera (Luo e Zhou, 2006).

L'utilizzo della calce sodata come assorbente chimico è il primo metodo ad essere stato sviluppato per la misura di F_{CO2}. Gli idrossidi di sodio e calcio, di cui è composta la calce sodata, reagiscono con la CO₂ formando carbonati e l'assorbimento di CO₂ è determinato dall'aumento di peso secco della calce sodata.

Per effettuare la misurazione viene posta della calce sodata, precedentemente asciugata in stufa (105°C), in un vaso aperto sotto la camera oltre a soluzioni di controllo poste in cilindri.

La calce sodata viene rimossa dopo un periodo di 24h, riasciugata in stufa e pesata nuovamente per determinare la quantità di CO₂ assorbita.

L'utilizzo di calce sodata è un metodo semplice ed economico tuttavia è soggetto ad errori in quanto l'assorbimento di CO₂ da parte della calce sodata raramente è in equilibrio con F_{CO2} portando a sottostime dal 10 al 100% (Norman 1992).

- *Camere aperte dinamiche (ODC)*

In questa tipologia di camere l'aria fluisce dall'ingresso all'uscita della camera e durante il passaggio all'interno della camera si arricchisce della CO₂ che viene rilasciata dal suolo (Fang e Montcrieff, 1996).

Assumendo che il flusso di CO₂ dal suolo ed il flusso d'aria che attraversa la camera siano costanti F_{CO₂} viene calcolato secondo la seguente equazione:

$$F = \frac{u_o c_o - u_e c_e}{A}$$

dove u_o è l'intensità del flusso d'aria in uscita dalla camera; c_o è la concentrazione di CO₂ in uscita dalla camera; u_e è l'intensità del flusso d'aria in entrata nella camera; c_e è la concentrazione di CO₂ in entrata nella camera ed A è la superficie di suolo interessata dalla camera.

F_{CO₂} viene quindi calcolato secondo la differenza di concentrazione di CO₂ in entrata ed in uscita, questo rende il sistema potenzialmente soggetto ad errori.

Piccole differenze tra il flusso in entrata ed in uscita generano differenze di pressione tra la camera e l'ambiente esterno, come avviene per le CDC, anche differenze dell'ordine di 1 Pa comportano sostanziali errori nella misura di F_{CO₂} (Fang e Montcrieff, 1996).

1.3.2 L'Eddy covariance

L'impiego delle camere per misurare F_{CO₂} è uno dei metodi più utilizzati grazie al basso costo ed alla facilità di utilizzo (Norman *et al.*, 1992; Fang e Montcrieff, 1996).

Questa metodologia è tuttavia spesso oggetto di critiche a causa della difficoltà di stimare la variabilità spaziale e per i potenziali errori di misura dovuti all'alterazione del gradiente di concentrazione di CO₂ ed alle variazioni di pressione provocate dalla camera (Jassens *et al.*, 2001).

Una tecnica alternativa che non risente di queste problematiche definite anche "effetto camera" è l'*Eddy covariance*: questa tecnica anche se più costosa e più difficoltosa da applicare si adatta a misurazioni continue e su ampie superfici e non disturba il microclima del suolo (Jassens *et al.*, 2001).

Per introdurre questa tecnica è necessario visualizzare un flusso d'aria orizzontale che trasporta al suo interno numerosi vortici che ruotano, in inglese definiti *Eddies*, a cui questa tecnica deve il nome.

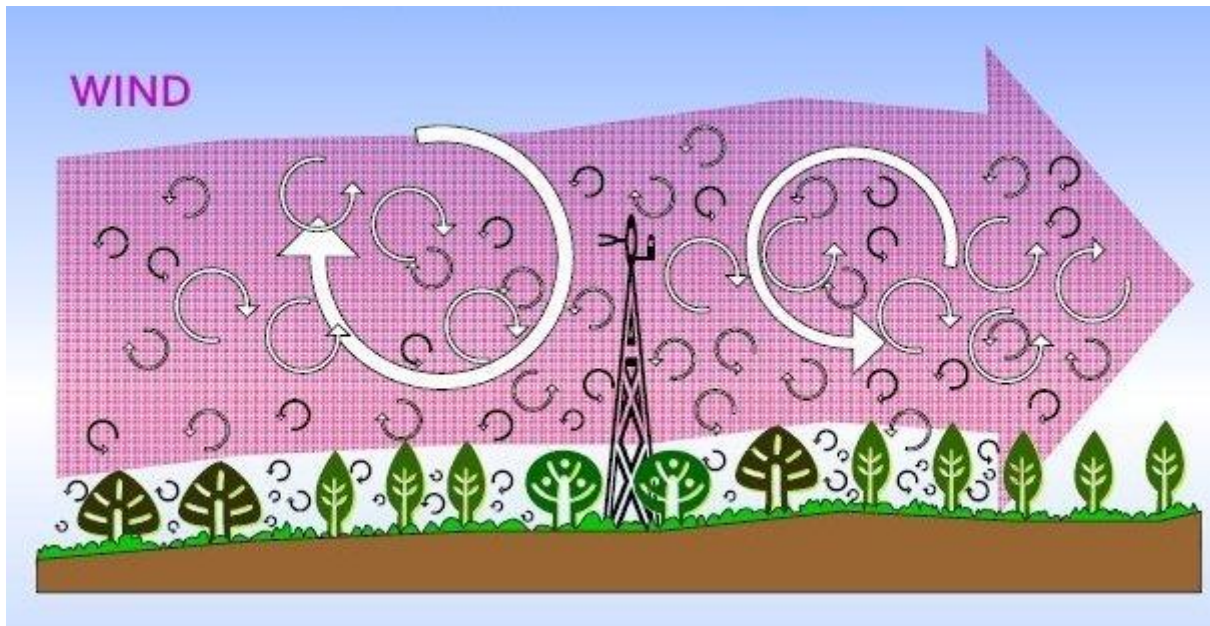


Figura 5: Rappresentazione del flusso d'aria e vortici al suo interno sopra una superficie vegetata.

Fonte: Burba e Anderson 2010.

La situazione visualizzata in figura 5 appare caotica, tuttavia, ciascun vortice ha componenti tridimensionali, incluso il movimento verticale, che possono essere facilmente misurati (Burba e Anderson, 2010).

Il principio alla base dell'*Eddy covariance* è molto semplice ed è illustrato in figura 6: ad un istante determinato (tempo 1) un *Eddy* muove un pacchetto d'aria verso il basso con una determinata velocità (w_1); all'istante successivo (tempo 2) un altro *Eddy* muove un pacchetto d'aria verso l'altro con velocità (w_2).

Ciascun pacchetto d'aria ha le proprie caratteristiche come l'umidità, la temperatura e la concentrazione dei gas; potendo misurare queste caratteristiche e le velocità verticali dei movimenti d'aria conosciamo così i flussi ascendenti e discendenti di umidità temperatura e concentrazione di gas (Burba e Anderson, 2010).

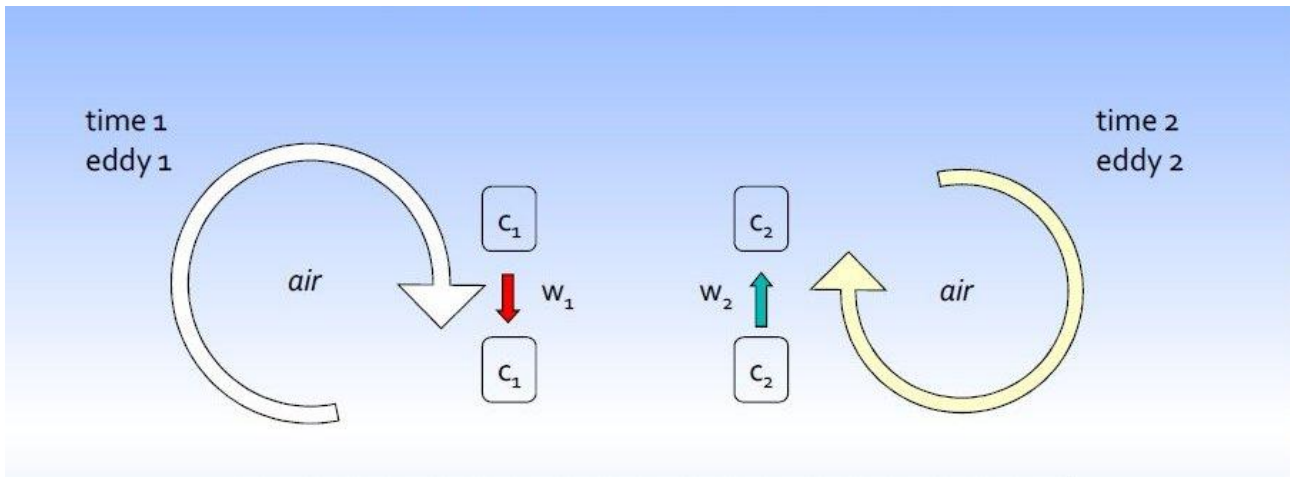


Figura 6: Il principio dell'*Eddy covariance*: trasporto di pacchetti d'aria verso l'alto e verso il basso.

Fonte:Burba e Anderson 2010.

Il principio generale delle misure di *Eddy covariance* è la covarianza tra concentrazione di interesse e la velocità verticale dei vortici.

L'ideazione dell'*Eddy covariance* si deve a Osborne Reynolds (1842-1912) che dopo aver introdotto la scomposizione di Reynolds, in base a cui, il valore istantaneo di una variabile viene scomposto nella sua componente media ed in una componente fluttuante.

In questo modo un flusso, prodotto di una velocità per una densità, risulta diviso in una componente avvertiva, data dal prodotto delle componenti medie di velocità e densità, e in una componente turbolenta data dal prodotto delle componenti fluttuanti (Meggio 2008).

L'applicazione pratica di questo principio è stata possibile solo diversi anni dopo dato che non si disponeva di strumentazione adeguata alla misura: i tempi di risposta richiesti sono molto rapidi dell'ordine delle frazioni di secondo (Meggio 2008).

La strumentazione basilare necessaria all'*Eddy covariance* comprende: anemometro ad ultrasuoni, misuratore di CO₂ e H₂O e termometro.

Spesso la strumentazione viene integrata con sensori per misurare le principali variabili meteorologiche (temperatura, umidità, pressione atmosferica, precipitazioni) e con un radiometro che misura la radiazione netta permettendo di calcolare il bilancio energetico.

L'anemometro ad ultrasuoni deriva la velocità delle componenti del vento analizzando i tempi di transito degli ultrasuoni per percorrere in due direzioni un percorso fisso.

Generalmente è formato da tre coppie di trasduttori, come visibile in figura 7, che consentono così di misurare le tre componenti del vettore vento.

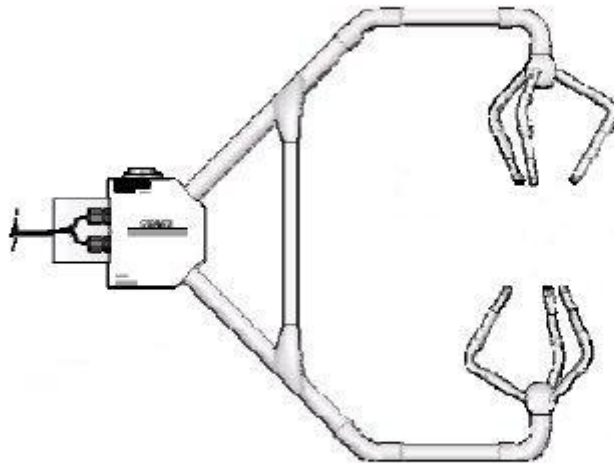


Figura 7: Anemometro ad ultrasuoni.

Questo strumento si presta benissimo ad essere utilizzato nella tecnica dell'*Eddy covariance* poiché non avendo parti in movimento presenta una bassissima inerzia e raggiunge velocità di misura adeguate al regime di moto turbolento, tipicamente 10-100 Hz (ovvero 10-100 volte al secondo).

L'analizzatore della CO₂ può essere sia di tipo aperto che chiuso, la differenza è di tipo strutturale l'utilizzo dell'uno piuttosto che dell'altro tipo dipende dalle condizioni d'impiego in particolare in relazione alla frequenza di precipitazioni atmosferiche.

L'analizzatore aperto, mostrato in figura 8, misura il numero di molecole di CO₂ attraverso il percorso dello strumento, la misura è basata sull'assorbimento di radiazione infrarossa da parte della CO₂.



Figura 8: Analizzatore della concentrazione di CO₂ di tipo aperto.

L'output strumentale, ovvero l'attenuazione di radiazione infrarossa, è convertito in numero di molecole di CO₂ per unità di volume (densità di numero in mol CO₂ m⁻³).

La strumentazione viene montata su degli apposti tralicci (Figura 9) che sovrastano l'area d'interesse per un'altezza di almeno 1/100 la lunghezza dell'area in esame consentendo così di sovrastare lo strato di atmosfera in equilibrio con la vegetazione sottostante.

E' inoltre importante che gli anemometri siano montati nella direzione di provenienza prevalente del vento per minimizzare la turbolenza creata dai loro supporti.

Per una buona riuscita delle misurazioni è necessario che le assunzioni siano rispettate, in particolare non devono esservi divergenza o convergenza dei flussi sul piano orizzontale, la superficie di misura deve essere il più possibile pianeggiante e non devono esserci sorgenti o pozzi in atmosfera.

Questa tecnica di misura risulta svantaggiata nelle ore notturne in quanto l'atmosfera tende a stratificarsi limitando le condizioni di moto turbolento alla base dell'*Eddy covariance*.

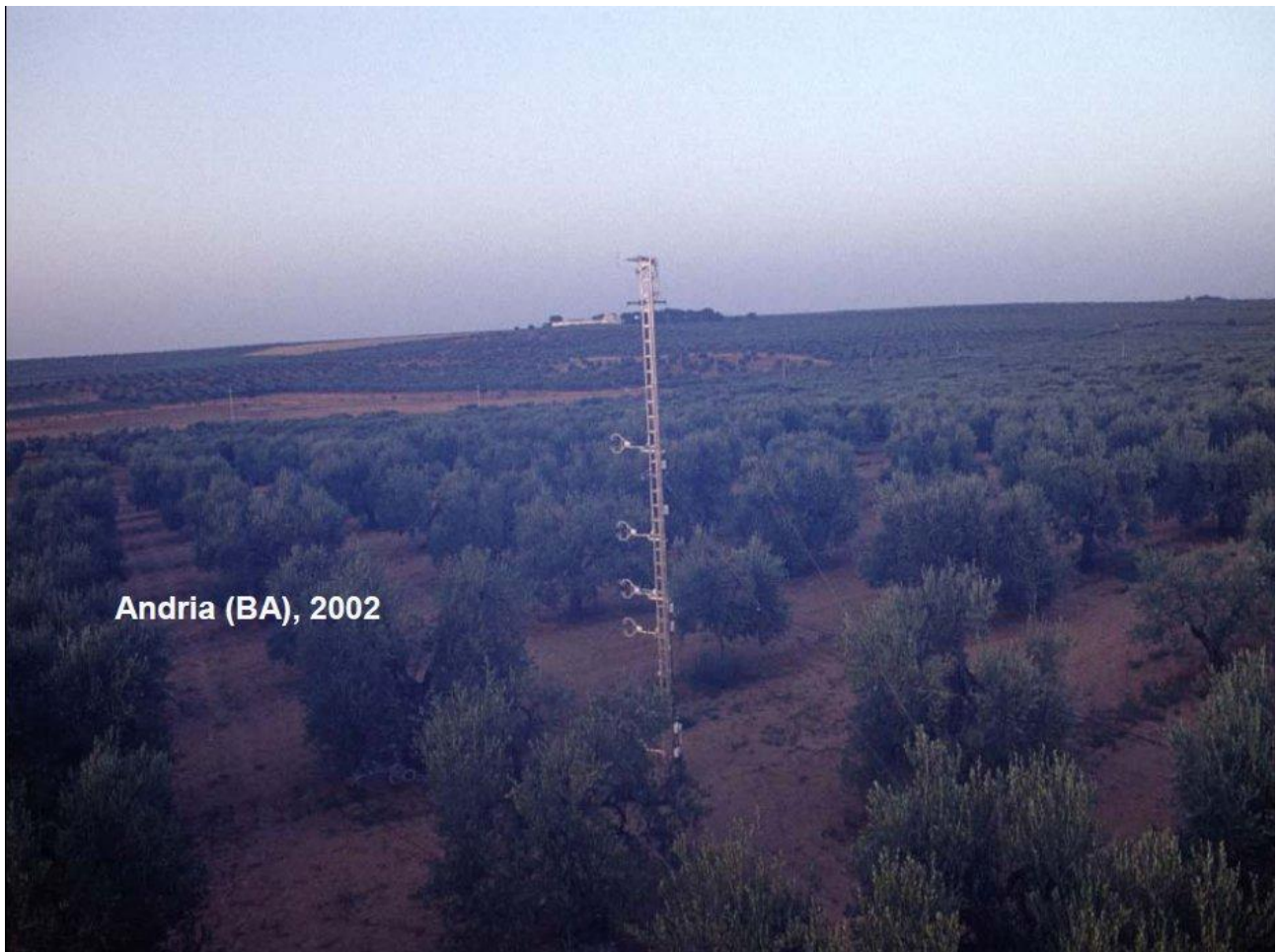


Figura 9: Traliccio con strumentazione per l'*Eddy covariance* in opera su oliveto.

Fonte: Pitacco 2002

1.3.3 Altri metodi

Oltre alle camere e alla tecnica dell'*Eddy covariance* esistono altre metodologie per la misura di F_{CO_2} come il metodo *Gas well*.

Questa metodologia misura la concentrazione di CO_2 a differenti profondità lungo un profilo verticale di suolo (Luo e Zhou, 2006).

L'utilizzo di questa tecnica prevede l'installazione di tubi di campionamento perforati, in acciaio inossidabile, a differenti profondità: originariamente si utilizzavano delle siringhe per trasferire l'aria campionata dai tubi ad un IRGA o ad un gas cromatografo per determinare la concentrazione di CO_2 dei campioni.

Recentemente è stato sviluppato un sistema automatico Hirsch *et al.*, (2002, 2004): una valvola a solenoide gestisce i differenti canali di campionamento alle varie profondità in cui l'aria entra grazie ad una pompa a diaframma; l'aria entrata nel sistema viene seccata, filtrata e trasportata all'IRGA per misurare la concentrazione di CO_2 .

La concentrazione di CO₂ alle differenti profondità che viene misurata per circa 2 minuti ad ogni livello una volta l'ora, forma un gradiente lungo il profilo verticale di suolo.

Gradiente di concentrazione e diffusione del gas sono utilizzati per calcolare l'emissione di CO₂ da ciascun livello campionato ed assumendo che la diffusione è il principale meccanismo di movimento della CO₂ nel suolo F_{CO2} viene calcolato secondo l'equazione:

$$F = -D_s \frac{dc}{dz}$$

dove F è F_{CO2} in g cm⁻² s⁻¹; D_s è una costante di diffusione in unità cm² s⁻¹; c è la concentrazione di CO₂ in g cm⁻³; z è la profondità in cm.

Il coefficiente D_s varia con la porosità e tortuosità del suolo ed il segno negativo indica un movimento da concentrazioni maggiori di CO₂ verso concentrazioni inferiori.

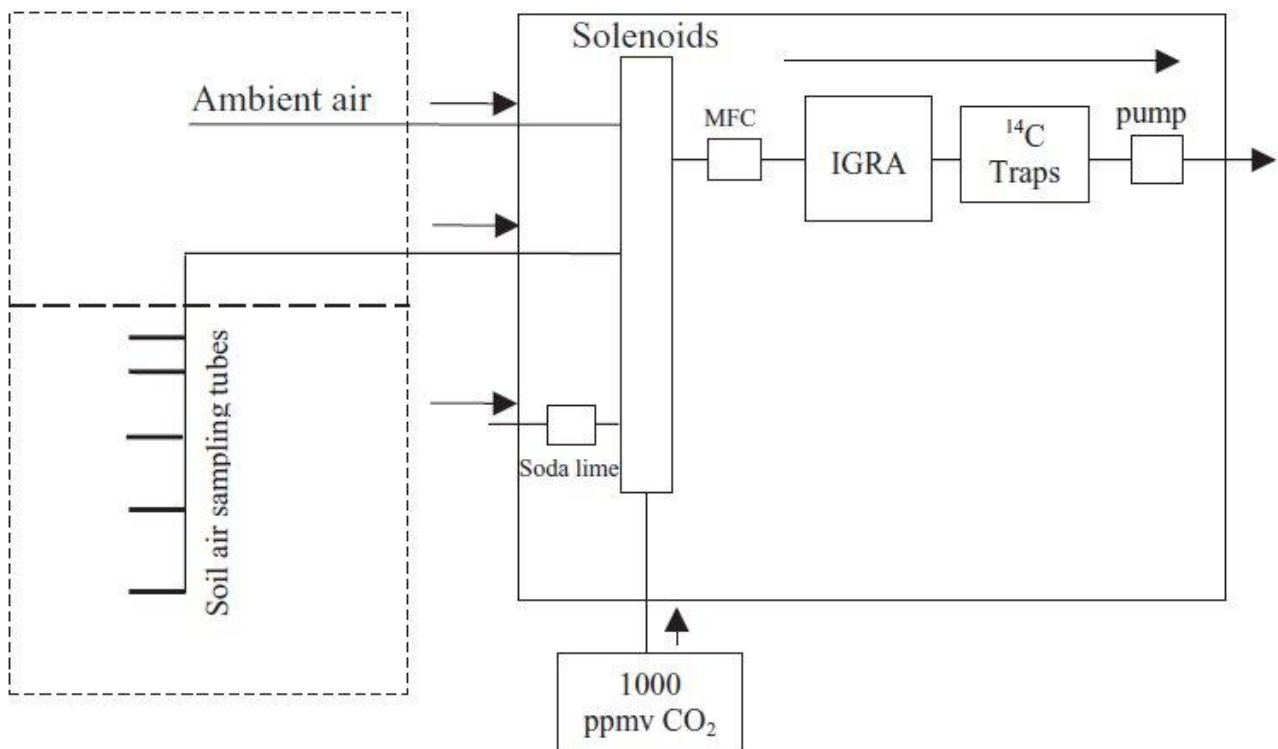


Figura 10: Schema di funzionamento del metodo di misura *Gas well*.
Fonte: Luo e Zhou 2006.

Le assunzioni alla base di questo sistema possono diventare potenziali fonti di errori che diminuiscono la correttezza della misura.

L'assunzione che il gradiente di concentrazione nello strato più superficiale sia stimabile a partire dal gradiente degli strati più profondi vale solo se la quantità di gas in questione è la stessa, tuttavia, negli strati superficiali la presenza di piccole radici genera grosse quantità di CO₂.

Altri fattori, come variazioni di pressione atmosferica e raffiche di vento, oltre alla diffusione possono influenzare l'emissione di CO₂ diminuendo di fatto l'accuratezza della misura poiché questi fattori non sono considerati.

Questa metodologia è fortemente dipendente dalla diffusività di suolo ed aria (D_s) che è un parametro difficile da stimare, poiché la diffusività della CO₂ è molto maggiore nell'aria rispetto all'acqua un maggiore contenuto d'acqua del terreno limita la diffusione di CO₂.

Questo si verifica perché l'acqua nel terreno riduce la diffusione di CO₂ riempiendo i pori e cambiando la dimensione e distribuzione dei pori liberi. Molti autori hanno lavorato per risolvere questa problematica sviluppando appositi algoritmi dove si considera la porosità effettiva del suolo. Su questa metodologia di misura si basano anche diversi modelli di produzione e trasporto di CO₂ nel suolo tra cui uno dei più conosciuti ed utilizzati è quello sviluppato da Simunek e Suarez nel 1993: SoilCO₂. L'intento di Simunek e Suarez era quello di sviluppare un modello innovativo, rispetto a quanto era stato fatto fino ad allora, in grado di prevedere la produzione il trasporto e la distribuzione spaziale della CO₂ nel suolo. Poiché il trasporto di CO₂ nella zona insatura avviene sia in fase gassosa che in fase liquida, i fenomeni di trasporto considerati sono la convezione e dispersione, nella fase liquida, e convezione e diffusione nella fase gassosa.

L'equazione di trasporto del gas considera la produzione di CO₂ e l'assorbimento di CO₂ da parte delle radici in relazione al loro assorbimento d'acqua.

Relativamente alla produzione di CO₂ viene considerata sia la respirazione microbica che quella radicale; gli effetti sul termine di produzione di CO₂ di contenuto idrico, profondità, temperatura, concentrazione di CO₂, potenziale osmotico e tempo sono stati introdotti da coefficienti di riduzione. Il flusso di calore è incluso nelle equazioni poiché molti parametri presenti sono fortemente dipendenti dalla temperatura.

Il modello è quindi sviluppato su di una serie di equazioni differenziali che vengono risolte numericamente utilizzando il metodo degli elementi finiti e delle differenze finite (Simunek e Suarez, 1993).

Metodo di misura	Principali vantaggi	Principali svantaggi
Camere chiuse dinamiche (<i>CDC</i>)	<ul style="list-style-type: none"> • Facilità di utilizzo. • Tempi di misurazione brevi e flessibilità di impiego per misurazione della variabilità spaziale. 	<ul style="list-style-type: none"> • Aumento della concentrazione di CO₂ nella camera che altera il gradiente di diffusione.
Camere chiuse statiche (<i>CSC</i>)	<ul style="list-style-type: none"> • Economicità. • Facilità di utilizzo in campo. 	<ul style="list-style-type: none"> • Minore accuratezza della misura a causa dell'alterazione del gradiente. • Elevato tempo di chiusura può alterare il microclima del suolo.
Camere aperte dinamiche (<i>ODC</i>)	<ul style="list-style-type: none"> • Consentono misurazioni continue ed elevata risoluzione temporale. 	<ul style="list-style-type: none"> • Elevata sensibilità alle differenze di pressione tra interno ed esterno. • Necessita di tempo per raggiungere lo stato stazionario.
<i>Gas well</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Consente di stimare la profondità di produzione della CO₂. 	<ul style="list-style-type: none"> • Costi elevati. • Installazione più complessa.
<i>Eddy covariance</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Metodo non invasivo. • Misurazioni svolte in condizioni naturali. • Misurazioni su area più estesa rappresentativa dell'eterogeneità spaziale. 	<ul style="list-style-type: none"> • Installazione più complessa. • Scarsa precisione in condizioni non turbolente (di notte). • Condizioni particolari da rispettare.

Tabella 1: Principali vantaggi e svantaggi delle tecniche di misura dei flussi di CO₂

1.4 Ossidazione della sostanza organica e subsidenza

La sostanza organica nel terreno svolge importanti funzioni: fornisce i nutrienti per la crescita delle piante, contribuisce a mantenere la fertilità del suolo e ne migliora la struttura.

Nel terreno è sempre presente una certa quantità di sostanza organica di varia origine ed in differente stadio di evoluzione, in funzione della fase evolutiva che la caratterizza, si possono distinguere tre categorie: humus, prodotti intermedi della decomposizione e residui organici (Borin, 1999).

La sostanza organica del terreno consiste in materiale umico e non umico: le sostanze non umiche sono residui organici di piante, animali e microbi che costituiscono fino al 20% della sostanza organica mentre il restante 80% è costituito da sostanze umiche (humus) che si formano da reazioni secondarie di sintesi.

Quando la lettiera subisce alterazioni biochimiche i microorganismi sintetizzano componenti aggiuntivi alcuni dei quali polimerizzano o condensano attraverso reazioni chimiche o enzimatiche: l'humus è quindi una complessa mistura di componenti chimici con una struttura altamente irregolare. In questo modo la sostanza organica assume tipicamente una struttura a forma di reticolato tridimensionale che ingloba le particelle minerali e può legarsi in maniera elettrochimica all'argilla presente nel suolo, a loro volta, questi composti possono subire ulteriori reazioni chimiche che li trasformano in composti difficili da rompere.

La sostanza organica nel terreno, come schematizzato in figura 11, è presente in diversi stati in parte facilmente degradabile ed in parte protetta dalla degradazione per via fisica, chimica o biochimica. La protezione fisica è data dalla formazione di aggregati di suolo che riducono i contatti tra i composti chimici della sostanza organica ed i microorganismi, enzimi o ossigeno che ne favorirebbero la degradazione; la protezione chimica è data dall'associazione dei materiali organici con i minerali mediante la formazione di ponti cationici; la protezione biochimica avviene grazie alle reazioni di polimerizzazione e condensazione che formano macromolecole più resistenti alla decomposizione da parte dei microorganismi.

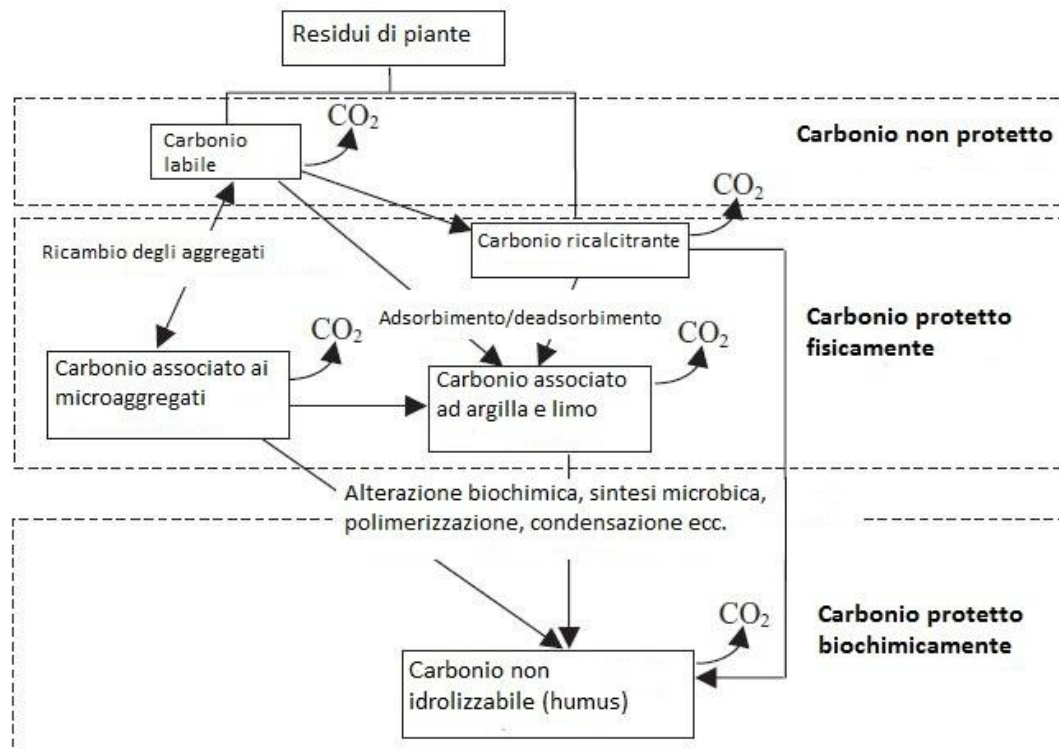


Figura 11: Schema dei differenti stati della sostanza organica nel terreno

Editata da Luo e Zhou 2006.

Poiché la sostanza organica è in gran parte protetta dalla degradazione questo processo avviene secondo diverse fasi, attraverso reazioni di alterazione e frammentazione fisica che coinvolgono diversi organismi presenti nel suolo come piccoli artropodi, lombrichi e microorganismi.

I fattori che regolano la degradazione della sostanza organica nel suolo sono molteplici fra cui ricordiamo: umidità del terreno, regime termico, tessitura, disponibilità di ossigeno per la respirazione aerobica dei microorganismi, resistenza alla penetrazione delle radici, tipo di substrato roccioso (Luo e Zhou, 2006). Va da sé che tutte le attività antropiche in grado di condizionare i fattori, che regolano la degradazione della sostanza organica nel terreno e l'equilibrio tra apporto e rilascio di carbonio, possono favorire ed accelerare la degradazione stessa: pratiche agricole e pastorali, deforestazione sono fra le principali.

In particolari condizioni ambientali, ovvero in condizioni anaerobiche (assenza di ossigeno) presenti nelle zone umide, la decomposizione dei residui organici vegetali è molto lenta e permette quindi il loro accumulo a formare un suolo organico che viene chiamato istosuolo secondo la classificazione americana dei suoli (USDA) accettata a livello internazionale.

Quando gli istosuoli vengono drenati passando da condizioni anaerobiche a condizioni aerobiche si verifica una rapida decomposizione della sostanza organica mediante ossidazione biochimica che dà luogo a due fenomeni: l'emissione di grandi quantità di CO₂ e la subsidenza dovuta alla perdita di massa del suolo (Camporese, 2005).

La subsidenza causata dal drenaggio dei terreni torbosi è oggetto di studi da parte di numerosi autori in diversi stati ed è stata documentata un'intensità di abbassamento molto variabile che va dai 0.7 cm all'anno ad oltre 10 cm all'anno (Fornasiero *et al.*, 2001).

L'ossidazione della sostanza organica è riconosciuta come la principale causa della subsidenza dei terreni torbosi, inoltre, altri processi contribuiscono, in maniera variabile a seconda del sito, alla subsidenza. Questi processi sono di vario tipo: la densificazione, che comprende il consolidamento e la contrazione dovuta all'essiccazione, il compattamento. La subsidenza può inoltre essere favorita anche dalla perdita di massa dovuta a incendi, lisciviazione, erosione idrica ed eolica.

Il processo di subsidenza dei terreni torbosi innescato dal drenaggio per scopi agricoli è irreversibile in quanto l'altezza della falda viene continuamente regolata e variata in base alle esigenze delle diverse specie coltivate, e l'ossidazione della sostanza organica continua fino alla completa sparizione dello strato torboso.

2 Scopo della tesi

Lo scopo della tesi è di studiare il processo di ossidazione della sostanza organica nei terreni torbosi in particolare quelli del basso Veneziano. Queste zone sono soggette, per loro natura, al fenomeno della subsidenza ovvero la perdita di massa del suolo causata dall'ossidazione della sostanza organica. Per questo studio è stato scelto come sito d'indagine il bacino Zennare che si caratterizza per la presenza di terreni torbosi ed è quindi rappresentativo per sia per la presenza che per l'entità dei processi in esame.

L'obiettivo principale è lo studio dell'ossidazione della sostanza organica, mediante misure di flusso di respirazione del suolo, per comprenderne l'andamento sia su scala giornaliera che stagionale. In particolare è stata ricercata una relazione sia giornaliera che stagionale, valida per il sito in esame, tra l'andamento del flusso di respirazione del suolo e l'andamento della temperatura sia dell'aria che del suolo e del contenuto volumetrico d'acqua del terreno. Per questo sono stati effettuati, durante la stagione estiva, 5 cicli di misura in campo della durata di 24h ciascuno.

Le eventuali relazioni trovate sia tra flusso e temperatura che tra flusso e contenuto volumetrico d'acqua del terreno possono essere utili, in futuro, per comprendere le reazioni di queste zone all'aumento di temperatura media ed alla variata distribuzione temporale delle precipitazioni causata dai cambiamenti globali.

3 Materiali e metodi

3.1 Descrizione del sito

Il sito di studio scelto per la campagna di misura è un terreno privato di proprietà della famiglia Viale in località Sista bassa nel comune di Cona (VE). Il sito si trova all'interno del bacino Zennare all'interno del territorio compreso tra i fiumi Adige e Bacchiglione (pochi km a sud ovest della laguna di Venezia) e ricade nell'area di competenza dell'omonimo consorzio di bonifica.

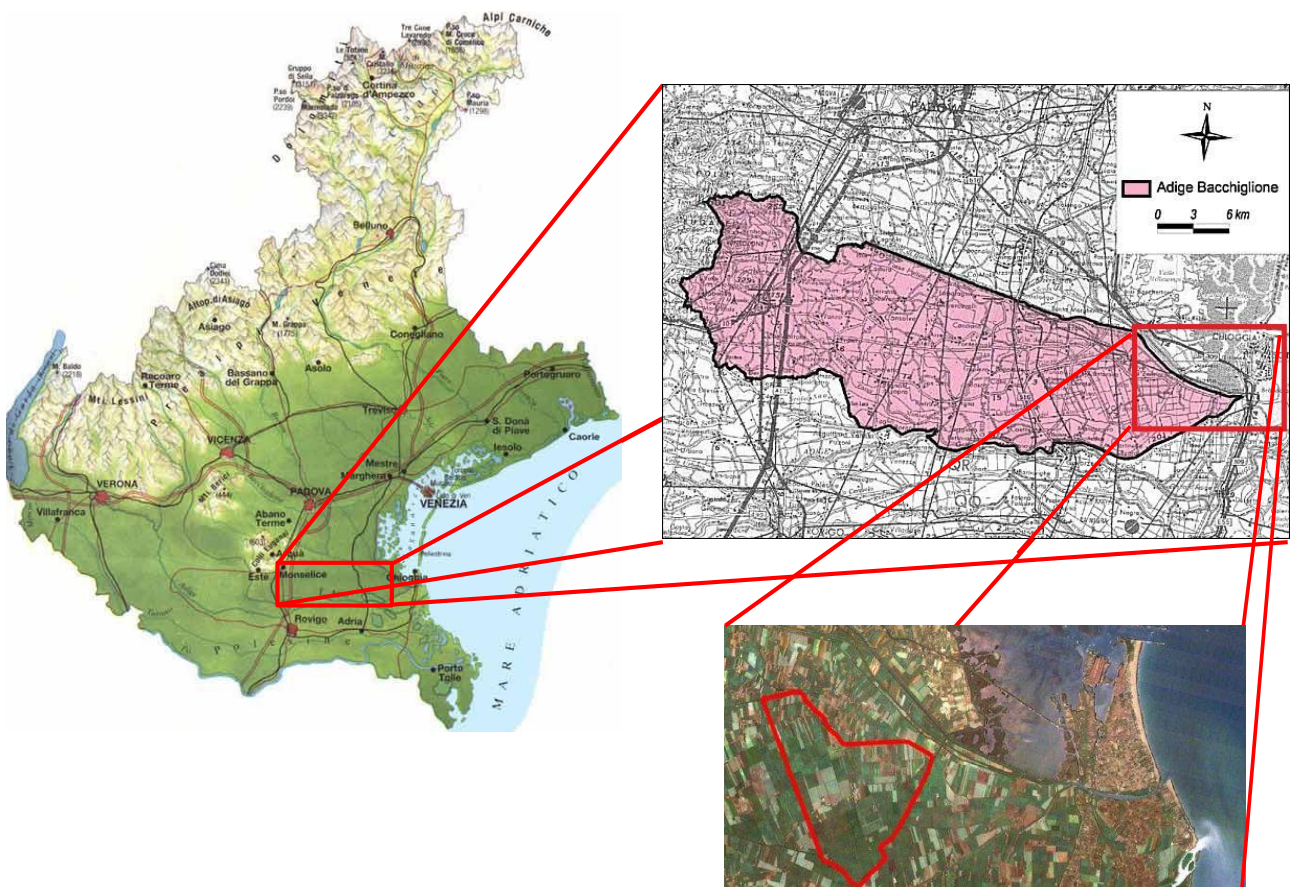


Figura 17: Localizzazione geografica del bacino Zennare.

Il bacino Zennare è considerato rappresentativo dei terreni agricoli torbosi della parte meridionale del bacino scolante della laguna di Venezia, ed è già stato oggetto di studi sulla subsidenza negli ultimi anni. In particolare, tra il 2000 e il 2004, il programma di ricerca per la salvaguardia di Venezia (CORILA) ha avuto l'obiettivo principale di comprendere la relazione tra l'andamento dei fattori di controllo dell'ossidazione della sostanza organica e l'intensità di abbassamento del suolo. Nell'ambito del progetto di ricerca è stato effettuato un monitoraggio delle variazioni di altimetria

e dei principali parametri meteorologici ed idrologici che controllano l'ossidazione della sostanza organica. L'emissione di CO₂ per respirazione dal suolo è stata misurata con la tecnica dell'*Eddy covariance*.

Nell'ambito dello stesso programma di ricerca è stato effettuato anche uno studio riguardante l'evoluzione geomorfologica del bacino Zennare, l'indagine ha impiegato metodi geofisici per creare una mappatura degli strati più superficiali di suolo e la caratterizzazione della sostanza organica con metodi geotecnici.

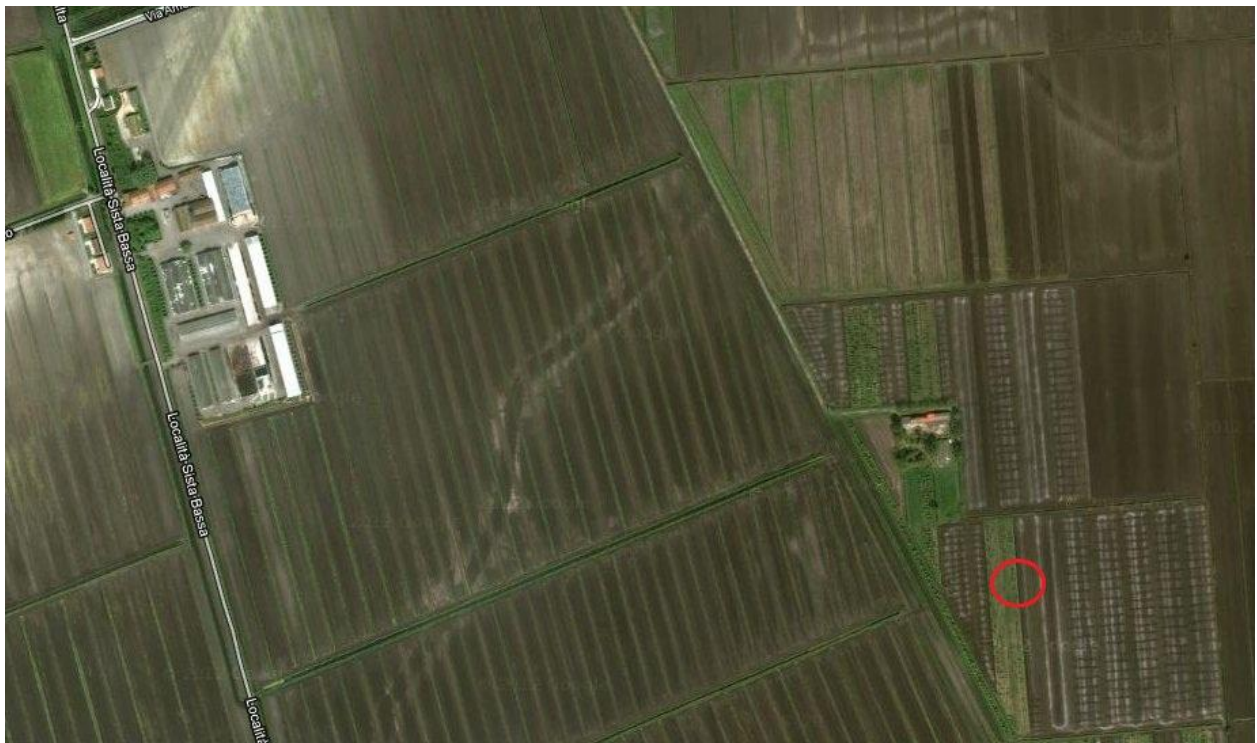


Figura 18: Vista aerea del sito di misura, è visibile anche il tracciato di un antico corso d'acqua.

Il bacino Zennare ha un'estensione di circa 23 km² ed è attualmente un'area a forte vocazione agricola, le colture prevalenti sono mais e soia. È delimitato a nord dalla strada provinciale "Rebosola" (SP 7), a sud/est dal canale Cuori e ad ovest dal canale irriguo "diversone Cantarana" (Camporese *et al.*, 2005). L'altezza della falda è regolata artificialmente dall'idrovora Ca' Bianca e la rete di drenaggio è composta da alcuni canali principali, fra cui il canale Magnana ed il canale Gorizia, larghi circa 5m e profondi 1.5m, connessi a diversi piccoli fossati che suddividono il bacino in appezzamenti da 30-50x200-500m.

L'area di studio, come una significativa parte del territorio agricolo limitrofo alla porzione meridionale della Laguna di Venezia, è caratterizzata dalla presenza di suoli organici affioranti.

Studi precedenti hanno osservato che lo strato torboso del bacino Zennare ha uno spessore che varia tra 1 e 1.5 metri ed è intersecato da depositi sabbiosi e limosi in corrispondenza del corso dei paleo alvei visibili anche nell'ortofoto (Foto 18).

Il sito si trova in corrispondenza di antiche ed estese zone paludose, presenti già in carte geografiche storiche (1862), caratterizzate dalla presenza di *Phragmites Australis* (canna palustre), ed appartenenti al bacino lagunare veneziano, bonificate tra il 1872 ed il 1935.

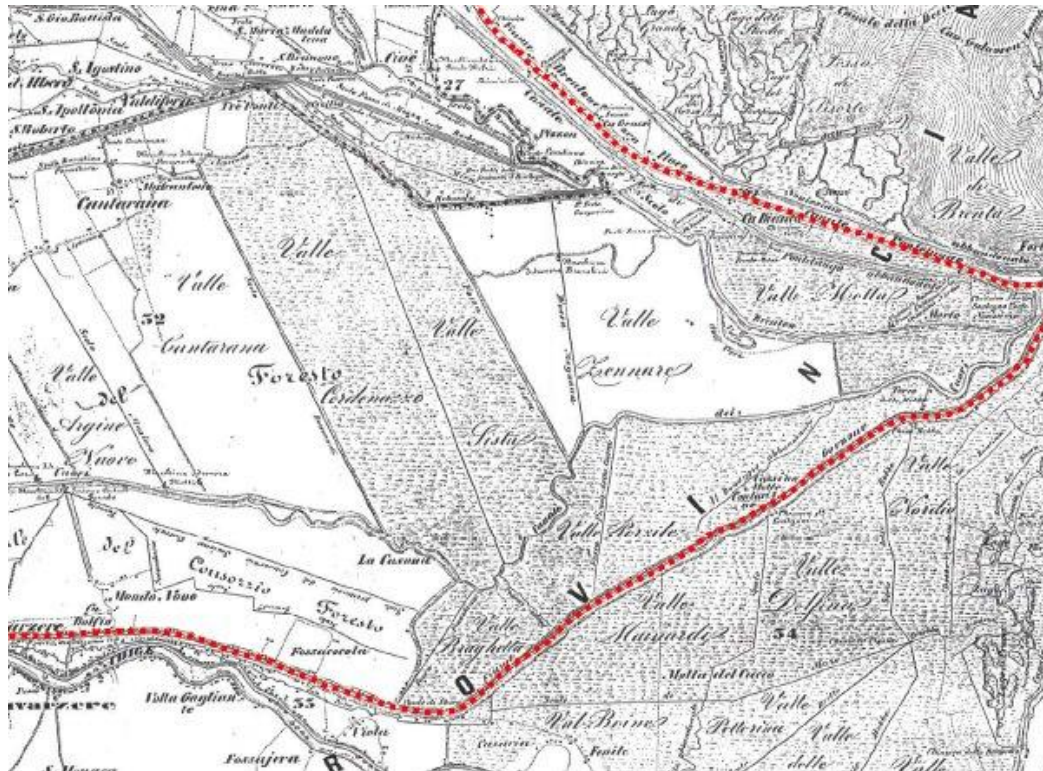


Figura 19: Dettaglio di una cartina storica del 1862 sul bacino Zennare

Fonte: <http://www.adigebacchiglione.it/pdf/Carta%20storica%201862.pdf>

Queste zone, a seguito della bonifica e delle pratiche agricole, hanno subito un continuo processo di ossidazione biochimica con il rilascio di CO₂ in atmosfera e conseguente insorgenza del fenomeno della subsidenza. All'interno del territorio di studio, l'abbassamento subito dai terreni supera anche i 2 metri ed il bacino Zennare si trova attualmente al di sotto del livello del mare con un'altitudine che mediamente va dai -2m s.l.m., nella parte settentrionale, ai -4m s.l.m. nella parte meridionale (Camporese 2005).

L'entità dell'abbassamento del suolo è stata osservata e stimata dal consorzio di bonifica con diverse metodologie. Principalmente mediante l'osservazione del progressivo abbassamento delle quote di pompaggio delle idrovore, fino a 1-2cm l'anno negli ultimi 70 anni, mediante il confronto

delle serie di dati altimetrici raccolti negli ultimi 70 anni ed infine analizzando la protrusione di numerosi manufatti idraulici (Foto 20 e 21). Risulta significativo come in numerosi casi sia stato necessario rimpiazzare gli impianti idrovori costruiti fra fine 800 e primi 900 con nuovi impianti, costruiti ad un livello inferiore di 2 metri, poiché i primi non erano più in grado di captare l'acqua in arrivo.



Foto 20: L'effetto della subsidenza: una vecchia chiusa abbandonata perché più alta rispetto al piano campagna. La linea tracciata in rosso indica il livello originale del corso d'acqua. Fonte: Camporese *et al.*, (2005)



Foto 21: L'effetto della subsidenza: un vecchio sottopassaggio oggi completamente inutile perché sopra il livello dell'acqua. La linea tracciata in rosso indica il livello originale del fossato. Fonte: Camporese *et al.*, (2005)

Il clima della zona è principalmente influenzato dalla vicinanza del mare, a circa 10km, la precipitazione media annuale è di 700mm, la temperatura media annuale è di 15°C, con medie mensili che vanno dai 3°C di Gennaio ai 24°C di Luglio ed infine l'umidità relativa media è di 83%. Il regime dei venti è, in genere, prevalentemente a carattere di brezza. L'altezza della falda è regolata artificialmente ed è variabile fra 0.5 m ed 1 m (Francese *et al.*, 2001).

3.1.1 Caratterizzazione delle torbe

Esistono diversi metodi per la classificazione delle torbe. In base alla loro origine botanica possiamo distinguere (Stephens *et al.*, 1984):

- Torbe sedimentarie (*Sedimentary peats*)

Queste torbe si originano da piante acquatiche sommerse, contenenti una piccola parte di cellulosa, che possono essere mescolate a materiale fecale di animali acquatici, alghe, microorganismi morti e materiali sedimentari portati dal vento e dall'acqua. Raramente questo tipo di torbe, una volta drenato, è adatto all'attività agricola.

- Torbe fibrose (*Fibrous peats*)

Le torbe fibrose derivano dai resti di canne e di altre piante palustri che vivono nelle acque paludose superficiali, a differenza delle torbe sedimentarie, quelle fibrose contengono un'elevata frazione di cellulosa. Queste torbe una volta drenate, presentano un'ottima tessitura adatta alle coltivazioni agricole ed hanno un'ottima capacità di ritenzione idrica.

- Torbe legnose (*Woody peats*)

Questo tipo di torbe si origina dai residui di alberi ed arbusti che vivono nelle foreste in prossimità di zone palustri, hanno una struttura granulare e per questo la loro capacità di ritenzione idrica è inferiore rispetto a quella delle torbe fibrose.

Dal punto di vista dell'utilizzo agricolo, le torbe legnose si collocano fra quelle sedimentarie e quelle fibrose.

- Torbe da muschio (*Moss peats*)

Queste torbe sono tipiche delle elevate latitudini dove il clima freddo e asciutto ne favorisce lo sviluppo e sono principalmente formate da sfagno che è in grado di trattenere acqua fino a 15-16 volte il suo peso. La torba, in questo caso, è molto acida e difficilmente decomponibile, in queste condizioni la crescita di piante e microorganismi è sfavorita.

La classificazione delle torbe del bacino Zennare, in occasione di studi precedenti, è stata fatta secondo diversi metodi: stratigrafia fino a 200cm di profondità, classificazione visiva e, dal punto di vista geotecnico, secondo il metodo di Von Post (1922) e ASTM (1992).

La stratigrafia (Tabella 2) ha permesso di individuare le caratteristiche di ciascuno strato di torba alle diverse profondità anche se, generalmente, si tende a suddividere lo strato torboso del bacino Zennare in due strati principali. Quello superficiale, che si estende fino a 40cm di profondità, è costituito da sostanza organica disturbata ed ossidata a causa delle attività agricole, e quello più profondo (da 40 a 100-150 cm) è costituito principalmente da torba fibrosa. Dalla stessa trincea da cui è stata fatta l'analisi stratigrafica, sono stati presi due campioni (G1 e G2) rappresentativi dello strato superficiale (G1) e di quello profondo (G2) che sono stati poi sottoposti ad altri metodi di classificazione.

Campione	Profondità cm	Descrizione
G1	0 - 40	Torba nera amorfa e granulare con numerosi resti di piccole radici e frammenti legnosi di canne. La dimensione dei frammenti va da 1mm a pochi cm dando una certa coesione al suolo mantenendo coesi i grani di torba. Leggero odore.
	40 - 50	Torba marrone fibrosa, molto umida con struttura piuttosto compatta con frammenti di canne disposti casualmente e radici lunghe fino ad alcuni cm. I frammenti sono lunghi fino a 3 cm. Leggero odore.
	50 - 80	Torba marrone fibrosa, molto umida con struttura compatta costituita da residui bagnati di canne in posizione di crescita lunghi anche oltre 10 cm. Odore molto forte.
	80 - 90	Torba marrone fibrosa, più compatta dello strato precedente con abbondante matrice argillosa grigio scuro. I residui di canne prevalgono sulla matrice argillosa ed hanno le stesse caratteristiche dello strato precedente. Odore molto forte.
G2	90 - 100	Torba grigio brunastra, molto compatta e con una quantità crescente di matrice argillosa. I residui di canne prevalgono sulla matrice argillosa e sono disposti in strati orizzontali. Odore molto forte
	100 - 110	Torba argillosa bruno grigiastra, molto compatta, la componente argillosa arriva al 50%. I residui di canne restano disposti in strati orizzontali. Odore molto forte.
	110 - 145	Argilla di colore blu grigiastro, molto compatta con resti sparsi di canne e radici. Odore forte.
	145 - 200	Medium limoso sabbioso grigiastro con molti silicati. Pochi resti di vegetali rimanenti. Nessun odore.

Tabella 2: Analisi stratigrafica del bacino Zennare. Fonte: Gatti *et al.*, (2001)

3.2 Campagna di misura

La campagna di misura è durata 3 mesi, dal mese di Luglio a Settembre 2011. In questa stagione il terreno scelto per le misure di flusso era coltivato a soia e per tale motivo la scelta della localizzazione del collare di misura ha assunto una notevole importanza dal momento che, la sua permanenza in loco sarebbe durata per tutto l'esperienza. Il collare è stato installato il 19 Luglio, il giorno prima dell'inizio delle misure, per minimizzarne l'effetto di disturbo e posto in corrispondenza di una interfila (Foto 22) dove è stato lasciato a dimora per tutto il periodo estivo fino alla conclusione dell'ultima giornata di misura effettuata il 29 Settembre 2011.



Foto 22: Installazione del collare in PVC in un interfila di soia. In rosso la misura dell'offset.

Poiché i cicli di misura sono stati effettuati anche a distanza di settimane l'uno dall'altro, prima dell'avvio di ogni ciclo, per garantire la correttezza ed evitare alterazioni delle misure, sono state svolte le seguenti operazioni preliminari:

- Rimozione di foglie o detriti che potevano essersi depositati all'interno del collare.
- Rimozione delle eventuali piccole piante nate all'interno dell'area del collare.
- Verifica del corretto posizionamento del collare (presenza di fauna selvatica) e controllo del valore di *offset*, ovvero l'altezza in cm tra il bordo superiore del collare e la superficie del suolo all'interno del collare (indicato in rosso in foto 22) necessario per il calcolo del valore di flusso.

In seguito è stato preparato lo strumento, posizionata la camera sul collare e sono stati installati i sensori di contenuto volumetrico d'acqua e di temperatura del terreno, quest'ultimo sempre ad una profondità di 10cm, nelle immediate vicinanze del collare (Foto 23).



Foto 23: Camera e sensori di umidità e temperatura del terreno durante un ciclo di misura.

I cicli di misura sono iniziati la mattina (~ 9.30-10.00 h) e sono terminati dopo 24 h. Il protocollo di misura, già stato utilizzato precedentemente in occasione di test svolti in laboratorio e di una comparazione tra metodi di misura svoltasi a Venturina (LI), è stato mantenuto invariato per ogni ciclo e per ogni giornata di misura:

- Lunghezza dell'osservazione: 2' 35''
- *Dead band*: 45''
- *Pre-purge*: 45''
- Numero di osservazioni: 3
- Intervallo di ripetizione: 15'

Ogni ciclo di misura con questo protocollo genera un file di testo, contenente 288 osservazioni ciascuna con un proprio valore di flusso. I file salvati sulla scheda di memoria sono stati trasferiti al Pc utilizzando una connessione ethernet per poi essere analizzati utilizzando il software Li-Cor File Viewer e Microsoft Excel. Oltre ai dati strumentali sono stati raccolti anche i principali dati

meteorologici registrati da Giugno a Settembre presso la stazione ARPAV di Gesia Cavarzere (VE). La stazione è installata presso l'impianto idroforo di Gesia (coordinate 45°16'15" Nord; 12°08'72" Ovest) gestito dal consorzio di bonifica Adige Bacchiglione, ad una distanza di circa 5km in linea d'aria dal sito di misura.

3.3 Strumentazione Li-Cor-8100

Le misure di F_{CO_2} sono state effettuate mediante un sistema a camera chiusa dinamica ad apertura e chiusura verticale automatica, per minimizzare il disturbo del microclima a livello del suolo, collegata ad un IRGA esterno Li-Cor 8100A. Il sistema Li-Cor 8100A fornisce il valore di flusso utilizzando l'entità dell'aumento della concentrazione di CO_2 nella camera di misura. Il Li-Cor 8100A è costituito da una unità principale (*Analyzer Control Unit*) che contiene l'IRGA, la scheda di memoria per l'archiviazione dei dati e le componenti di funzionamento della camera di misura.

Per le misure in campo è stato utilizzato un collare in PVC per il corretto posizionamento della camera e un'interfaccia sensori ausiliaria (p/n 8100-663) per connettere all'unità centrale una termocoppia, per la misura della temperatura del suolo ed un sensore di contenuto volumetrico d'acqua del terreno Delta-T Devices: Theta Probe ML2x. La strumentazione in campagna è stata alimentata utilizzando un accumulatore da auto Fiamm da 60 Ah ed una cassa in alluminio per l'alloggiamento dell'accumulatore e dell'unità principale.

Per la gestione dello strumento in campo è stato utilizzato il software dedicato (Li-Cor LI-8100 PC Client) precedentemente installato in un PC portatile Lenovo Ideapad 10' ed un adattatore USB-seriale per la connessione all'unità principale.



Foto 12: Strumentazione completa nel corso di un test in campagna.

3.3.1 La Camera di misura

Si è scelto di impiegare per le misurazioni la camera più grande disponibile per questo strumento, diametro alla base di 20cm (Figura 13), per cercare di minimizzare il disturbo al microclima del suolo.

Questa camera è dotata di uno sfiato posto all'estremità superiore per mantenere la pressione interna alla camera in equilibrio con quella esterna, sia in condizioni ventilate che di calma e per evitare picchi di pressione alla chiusura della camera; è dotata, inoltre, di un doppio sistema di guarnizioni ha la funzione di minimizzarne le perdite.

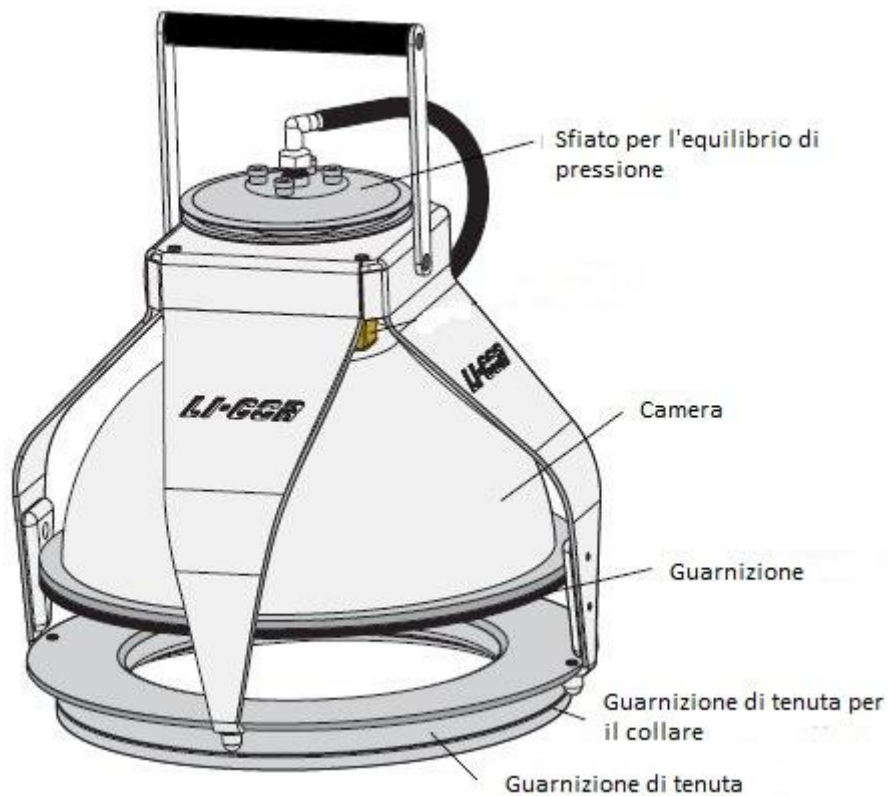


Figura 13: Camera impiegata per le misurazioni.

Editata da Li-Cor Manual 2010.

3.3.2 Il flusso d'aria

In dettaglio il percorso del flusso d'aria è il seguente: viene generato da una pompa a membrana posta all'interno dell'unità centrale che fornisce un flusso stabile d'aria alla camera di misura con minime pulsazioni. Il flusso d'aria alla camera genera un rimescolamento al suo interno senza che sia necessario l'utilizzo di ventole che potrebbero generare gradienti di pressione. L'aria in arrivo dalla camera, passa attraverso un filtro prima di entrare nell'unità principale dove attraverso il lettore ottico entra nell'IRGA che ne misura le concentrazioni di CO₂ e H₂O simultaneamente, in seguito utilizzate per il calcolo dell'intensità di flusso (Li-Cor manual).

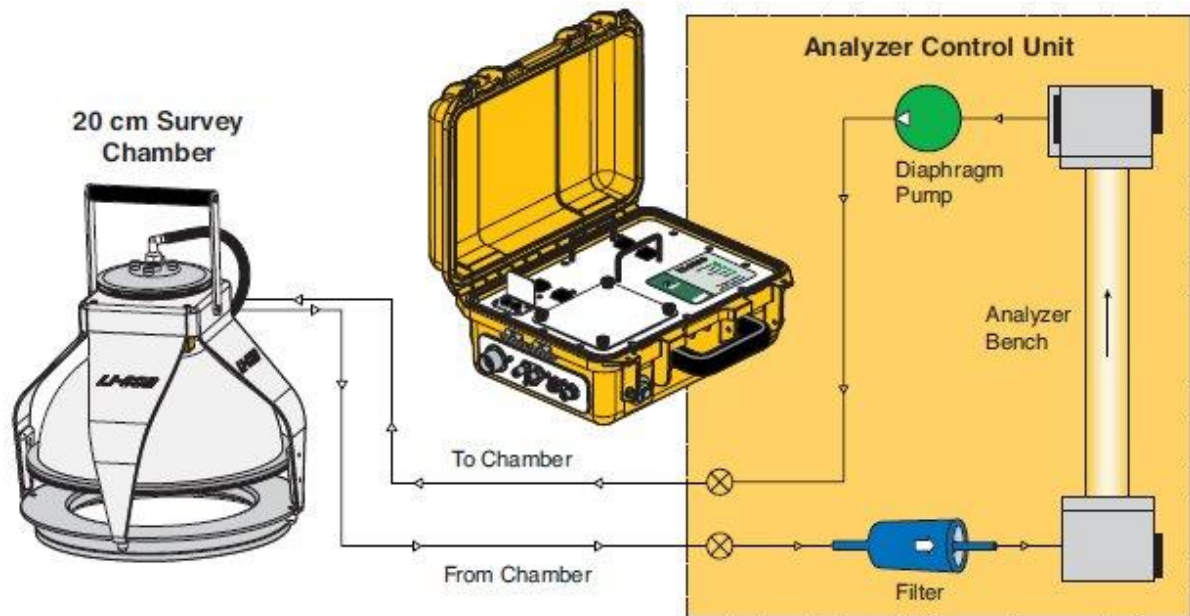


Figura 14: Schema del flusso d'aria del Li-8100. Fonte: Li-Cor manual 2010.

La camera di misura è dotata di un sistema dedicato per l'apertura e la chiusura della stessa: una pompa fornisce un flusso d'aria ad una serie di valvole controllate da un trasduttore di pressione. L'aria pressurizzata riempie i soffietti che chiudono la camera mentre un vuoto riapre la camera e sfiata l'eccesso d'aria fuori dall'unità centrale.

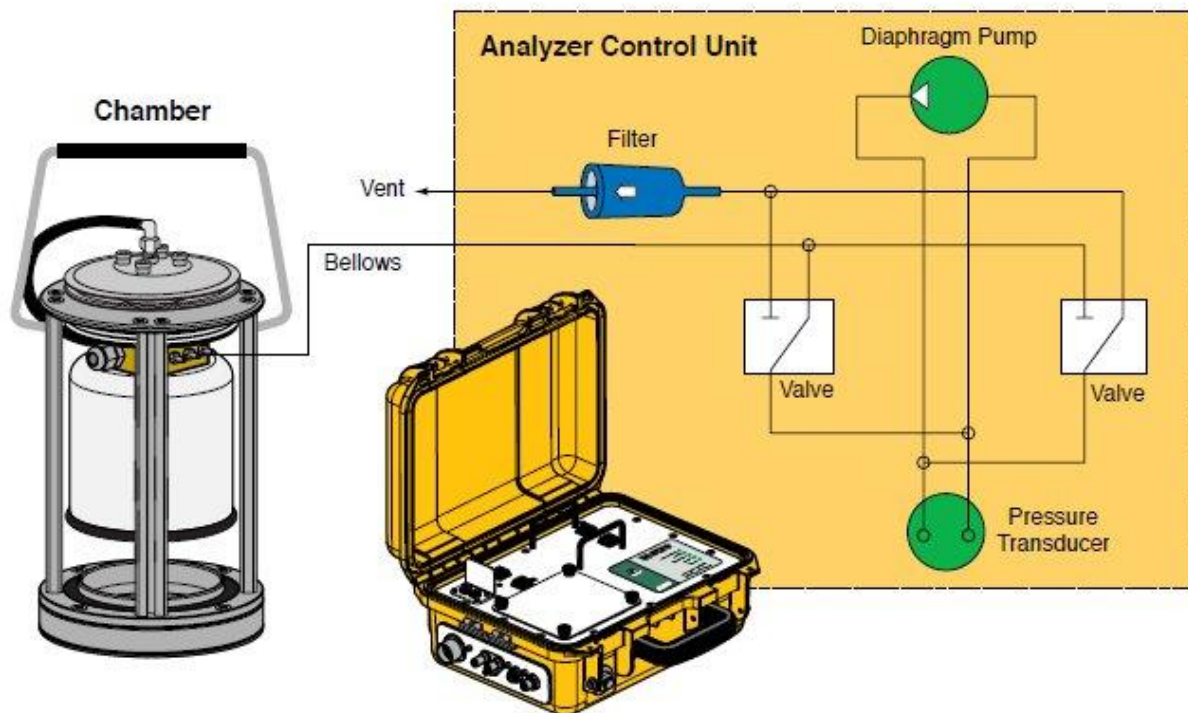


Figura 15: Schema del meccanismo di apertura e chiusura della camera. Fonte: Li-Cor Manual 2010

3.3.3 Il protocollo di misura

Il Li-8100A calcola un valore di flusso per ogni osservazione secondo un protocollo di misura impostato dall'utente che definisce la durata del ciclo di chiusura, misurazione e riapertura della camera. Nel protocollo viene infatti specificata la durata delle seguenti fasi: *Pre-purge*, *Dead-band*, lunghezza dell'osservazione.

- *Pre-purge* è l'intervallo di tempo che, quando si effettua più di una osservazione, è necessario a distanziare l'una dall'altra osservazione per permettere all'aria nella camera di tornare alle condizioni ambientali, prima dell'inizio della successiva osservazione. Durante questo periodo di tempo, la pompa dell'unità centrale, che genera il flusso d'aria, rimane in funzione per liberare le linee gas ed evitare quindi che, al termine di un'osservazione, la CO₂ o l'H₂O rimangano all'interno delle stesse alterando i valori dell'osservazione successiva.
- *Dead-band* è il periodo di tempo che va da quando la camera è completamente chiusa fino a quando viene stabilito un adeguato rimescolamento al suo interno ed inizia la misurazione. Secondo test eseguiti dalla casa costruttrice un intervallo compreso tra 10" e 60" è in grado di permettere un buon rimescolamento.
- La lunghezza dell'osservazione è l'intervallo di tempo che intercorre dall'istante in cui la camera è completamente chiusa all'istante prima della riapertura della stessa. Questo intervallo comprende al suo interno il *Dead-band* specificato.

In fase di definizione del protocollo di misura è inoltre possibile impostare il numero di osservazioni che lo strumento effettua alla voce *Observation count* e l'intervallo di tempo ogni quanto queste vengono ripetute. Ad esempio, impostando una lunghezza di osservazione di 2', 30" di *Pre-purge*, 2 osservazioni e 10' come intervallo di ripetizione lo strumento opererà per 5' (2' e 30" + 2' e 30") svolgendo le 2 osservazioni secondo i valori impostati, mentre per altri 5' resterà in attesa, allo scadere dei quali (10') riprenderà con un nuovo ciclo di misura (Figura 16).

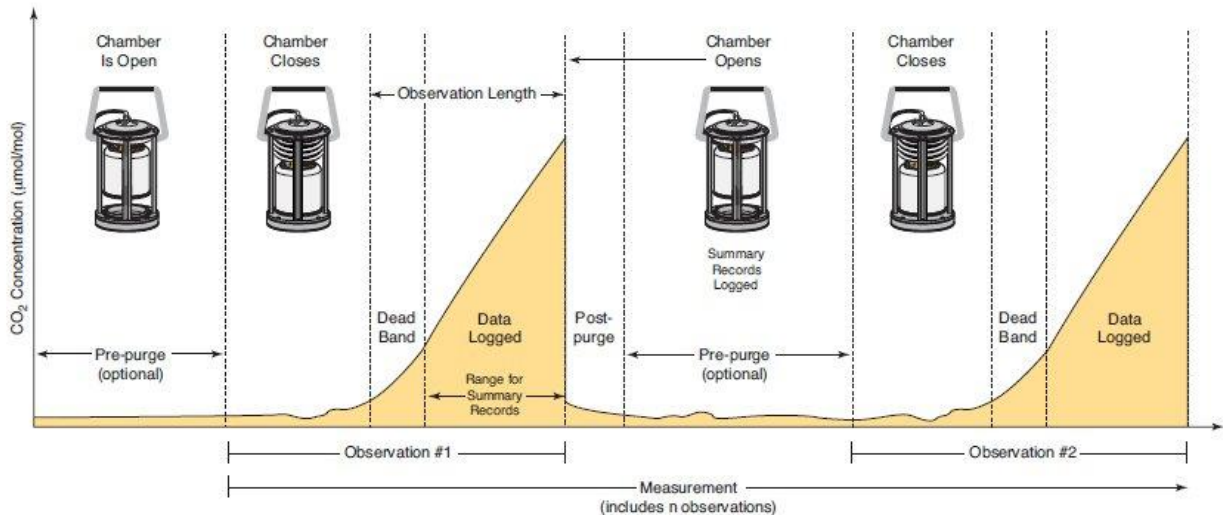


Figura 16: Le fasi del protocollo di misura. Fonte: Li-Cor manual (2010)

3.3.4 Calcolo del flusso di CO₂

I valori di flusso vengono calcolati per ogni osservazione secondo la seguente equazione:

$$F = \frac{10VP_0 \left(1 - \frac{W_0}{1000}\right) dC}{RS(T_0 + 273.15) dt}$$

dove F è F_{CO_2} espresso in $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, V è il volume complessivo del sistema espresso in cm^3 , P_0 è la pressione atmosferica espressa in kPa, W_0 è la frazione molare iniziale di vapore espresso in mmol mol^{-1} , S è l'area del collare in cm^2 (317.8), R è la costante dei gas ($8.314 \text{ Pa m}^3 \text{ k}^{-1} \text{ mol}^{-1}$), dC/dt è l'aumento iniziale della frazione molare di CO₂ corretta per la diluizione in vapor d'H₂O ($\mu\text{mol}^{-1} \text{ mol s}^{-1}$).

Il Li-Cor 8100A computa la concentrazione di CO₂ corretta per la diluizione in vapor d'H₂O su t in due modi: secondo il modello lineare ed il modello esponenziale.

3.3.5 Modello lineare

Secondo il modello lineare la concentrazione corretta di CO₂ (C) viene plottata su tempo in secondi (t) e adattata da una regressione lineare dalla fine del *Dead-band* alla fine dell'osservazione.

L'equazione è la seguente:

$$C(t) = mt + b$$

dove m è Lin dC_{dry}/dt nel file generato dallo strumento e corrisponde al valore di dC/dt . Il valore di flusso basato su questa pendenza è chiamato Lin Flux.

3.3.6 Modello esponenziale

Secondo il modello esponenziale la concentrazione corretta di CO_2 (C) è plottata sul tempo in secondi (t) e adattata da una regressione esponenziale, dalla fine del *Dead-band* alla fine dell'osservazione secondo la seguente equazione:

$$C(t) = C_{\infty} + (C_0 - C_{\infty})e^{-a(t-t_0)}$$

dove C_0 è la concentrazione iniziale ed è anche la concentrazione teorica per $t=t_0$. La regressione non lineare risolve per C_{∞} , t_0 ed a che sono chiamati Exp Cx, Exp a ed Exp t_0 rispettivamente nei file generati dallo strumento e la pendenza per $t=t_0$ è Exp dC_{dry}/dt .

I dati utilizzati sono gli stessi per entrambi i modelli. Generalmente, lo strumento utilizza il modello esponenziale ritenuto il più corretto. La regressione non lineare generalmente effettua un numero di iterazioni inferiore a 5 tuttavia se questa raggiunge il massimo numero di iterazioni (10) allora lo strumento compara la somma del quadrato degli scarti (Lin SSN ed Exp SSN) per vedere quale dei due modelli ha dato il miglior risultato. Nei file viene riportato con CrvFitStatus quale dei due modelli lineare (*Lin*) o esponenziale (*Exp*) è stato utilizzato per il calcolo del flusso.

4 Risultati

La temperatura e l'umidità sono i principali fattori di controllo del processo di ossidazione eterotrofa della sostanza organica. I dati di F_{CO_2} sono stati elaborati con l'obiettivo di trovare possibili relazioni con la temperatura del suolo, e contenuto volumetrico d'acqua del terreno per meglio comprendere l'interazione tra le due variabili nel determinare il risultante F_{CO_2} . Le giornate sono state raggruppate ed analizzate a due a due a seconda della loro similitudine in base alle condizioni meteorologiche in cui si sono svolte ed agli andamenti registrati.

In Tabella 3 sono sintetizzati i valori estremi dei principali parametri misurati durante i 5 cicli effettuati.

Data	Flusso CO_2 $\mu mol m^{-2} s^{-1}$	Temperatura dell'aria °C (interno camera)	Temperatura del suolo °C (-10cm)	Contenuto volumetrico d'acqua	Precipitazioni nelle 48h precedenti mm	Concentrazione di CO_2 (ppm)
20-21/07	10.05-12.27	12.4°-27.5°	18.9°-22.1°	0.30-0.38	19.2	386.3-972.1
04-05/08	10.29-12.51	18.8°-28.0°	21.4°-23.1°	0.18-0.23	1.6	407-1211.5
14-15/09	9.33-14.76	17.6°-34.6°	22.3°-24.4°	0.11-0.12	0.2	423.8-1715.8
20-21/09	6.45-8.54	9.1°-27.9°	17.2°-21.2°	0.09-0.10	14.2	402-1572.4
29-30/09	7.14-14.87	10.1°-31.9°	18.4°-22.2°	0.09-0.10	0.0	401.7-1107.1

Tabella 3: Riassunto dei valori minimi e massimi dei principali parametri osservati nelle 5 giornate di misura; i dati pluviometrici sono riferiti alla stazione ARPAV di Gesia Cavarzere (VE).

La concentrazione di CO_2 ha mostrato una notevole variabilità durante le 24h di misura (pari a 2-3 volte il valore iniziale) (Tabella 3). Per tale motivo si è ritenuto opportuno, in alcuni casi, studiare anche la relazione tra concentrazione di CO_2 ed il flusso. Dai dati di F_{CO_2} di ciascun ciclo di misura è stato calcolato, per ogni ciclo, il quantitativo totale di CO_2 immesso in atmosfera espresso in $g \cdot m^{-2}$.

E' stata analizzata, infine, anche la relazione stagionale sia tra la temperatura dell'aria che del suolo ed il quantitativo di CO₂ immesso in atmosfera utilizzando i dati misurati ed i dati della vicina stazione ARPAV per studiarne l'andamento durante la stagione di misura.

4.1 Misure in campo

4.1.1 Giornate 20-21/07 e 04-05/08

Le prime due giornate di misura sono state analizzate insieme in quanto simili sia per andamento che per intervallo dei valori registrati, come visibile dai grafici (1 e 2). In particolare l'intervallo misurato dei valori di F_{CO_2} è stato praticamente lo stesso ($10-12 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$) così come la variabilità che è stata di sole $2 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ in entrambe le giornate.

L'escursione termica del suolo è stata di circa 2°C in entrambe le giornate mentre la temperatura minima dell'aria è stata più bassa nella prima giornata (20/07) a causa di un precedente peggioramento delle condizioni atmosferiche come confermato dai dati di precipitazione delle 48h antecedenti la misurazione determinandone un calo dell'umidità nel terreno. I valori di umidità misurati, tuttavia, sono i più alti registrati nell'esperimento, in media il 34% ed il 21% rispettivamente per il 20/7 e il 4/08.

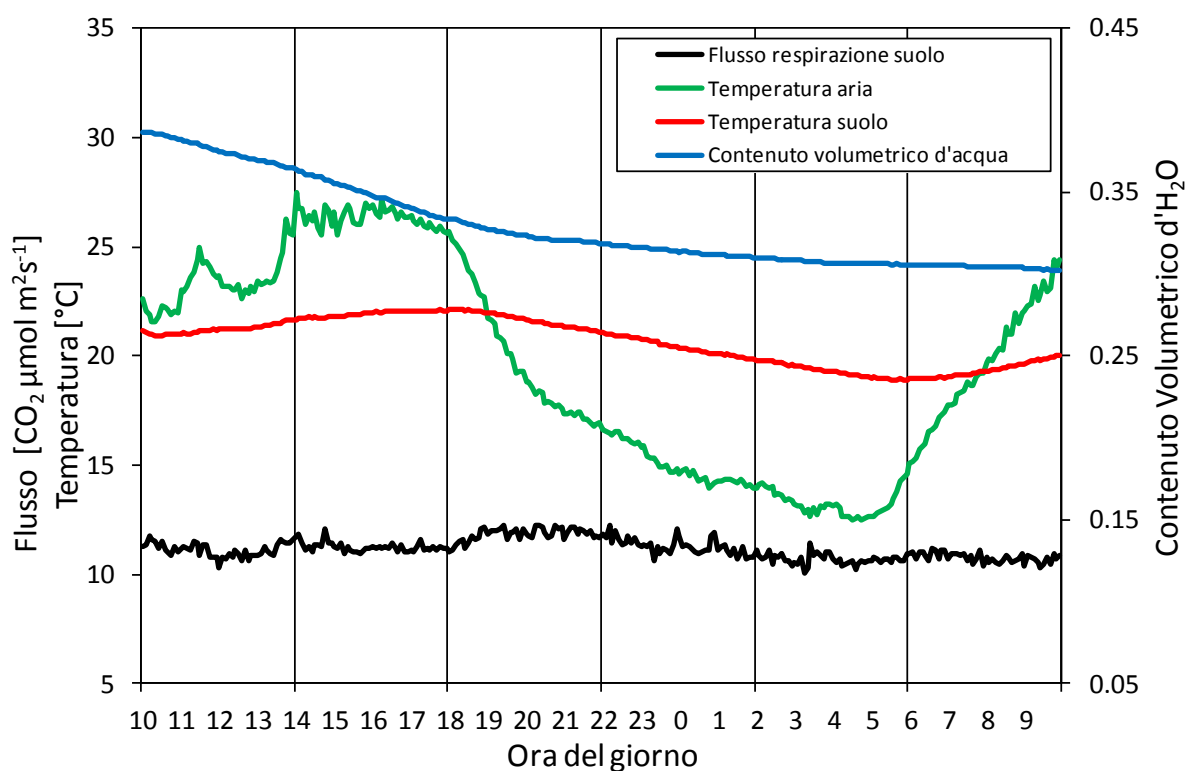


Grafico 1: Andamento temporale delle principali variabili misurate nella giornata 20-21/07/2011

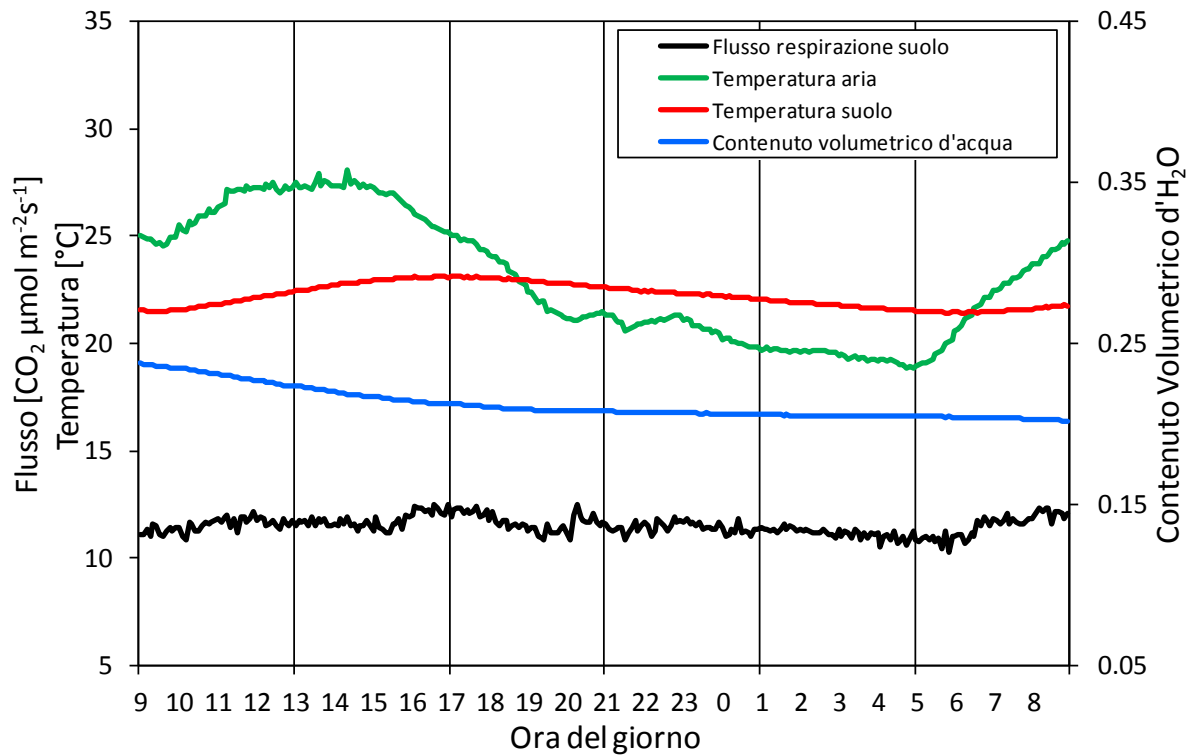


Grafico 2: Andamento temporale delle principali variabili misurate nella giornata 04-05/08/2011

Queste condizioni di umidità, riferite ai primi 10 cm di suolo, sono ottimali per la flora batterica in grado quindi di svolgere a pieno la propria attività di degradazione della sostanza organica. L'andamento di F_{CO_2} segue quello della temperatura del suolo anche se i massimi ed i minimi sono leggermente fuori fase. Il trend della relazione tra temperatura del suolo ed F_{CO_2} , che in queste due giornate è simile, conferma il ruolo dell'umidità a valori ottimali assieme alla temperatura nel promuovere la degradazione di sostanza organica ed il conseguente rilascio di CO_2 in atmosfera. Dai grafici 3 e 4, infatti, è possibile notare come a condizioni di umidità simili corrisponda una simile pendenza della relazione flusso-temperatura.

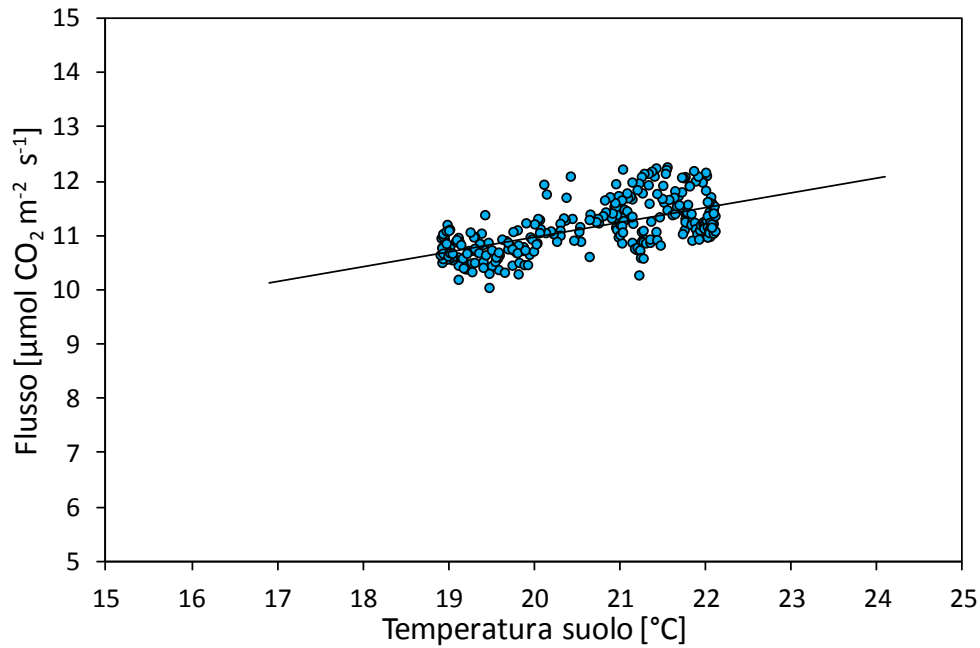


Grafico 3: Relazione tra valori di flusso di CO₂ e temperatura del suolo per la giornata 20-21/07/2011

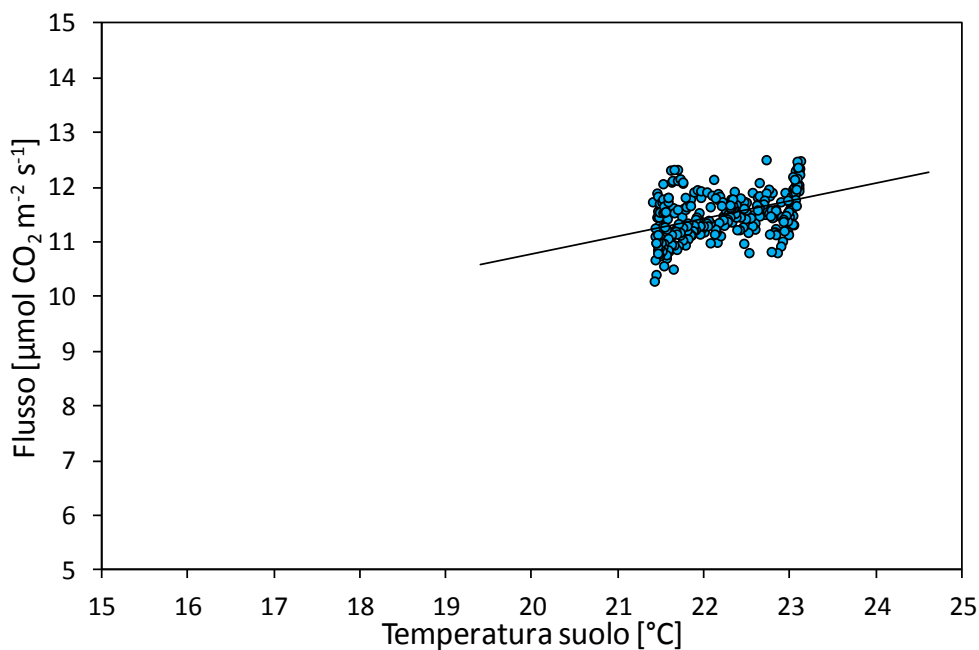


Grafico 4: Relazione tra valori di flusso di CO₂ e temperatura del suolo per la giornata 04-05/08/2011

4.1.2 Giornate 14-15/09 e 29-30/09

Anche queste due giornate di misura sono state analizzate insieme considerando le condizioni meteorologiche simili in cui si sono svolte, nel complesso più calde e secche rispetto alle precedenti.

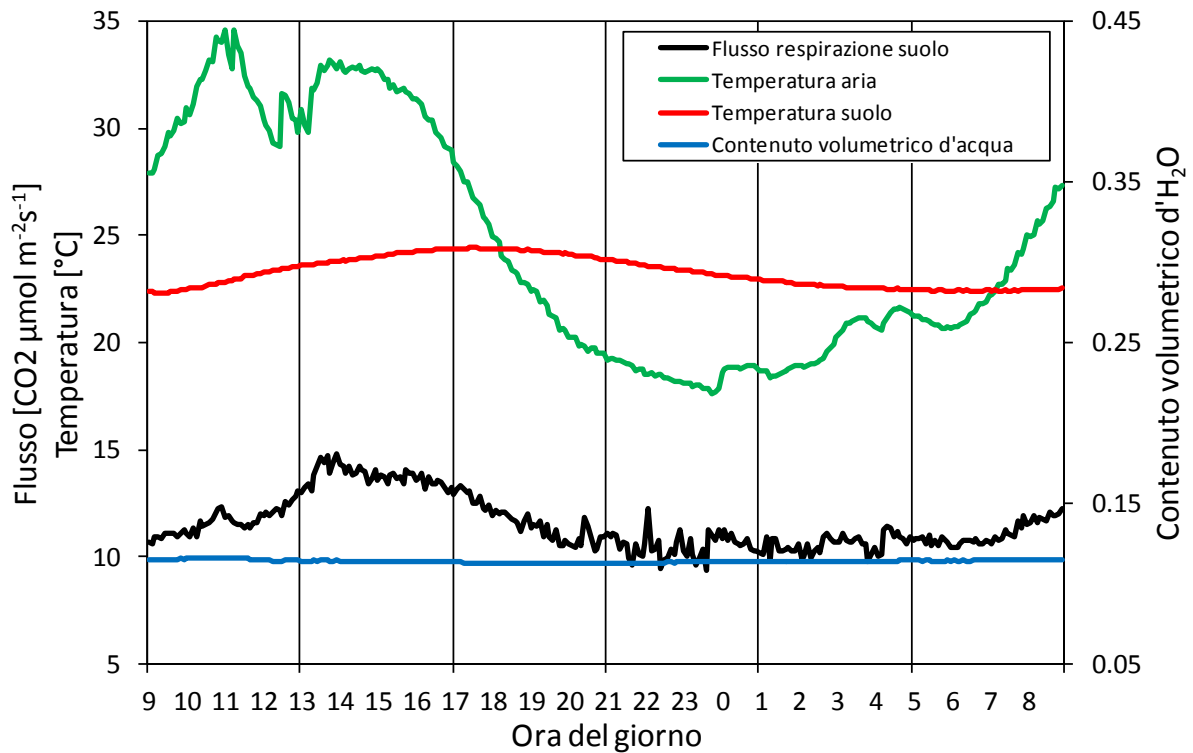


Grafico 5: Andamento temporale delle principali variabili misurate nella giornata 14-15/09/2011

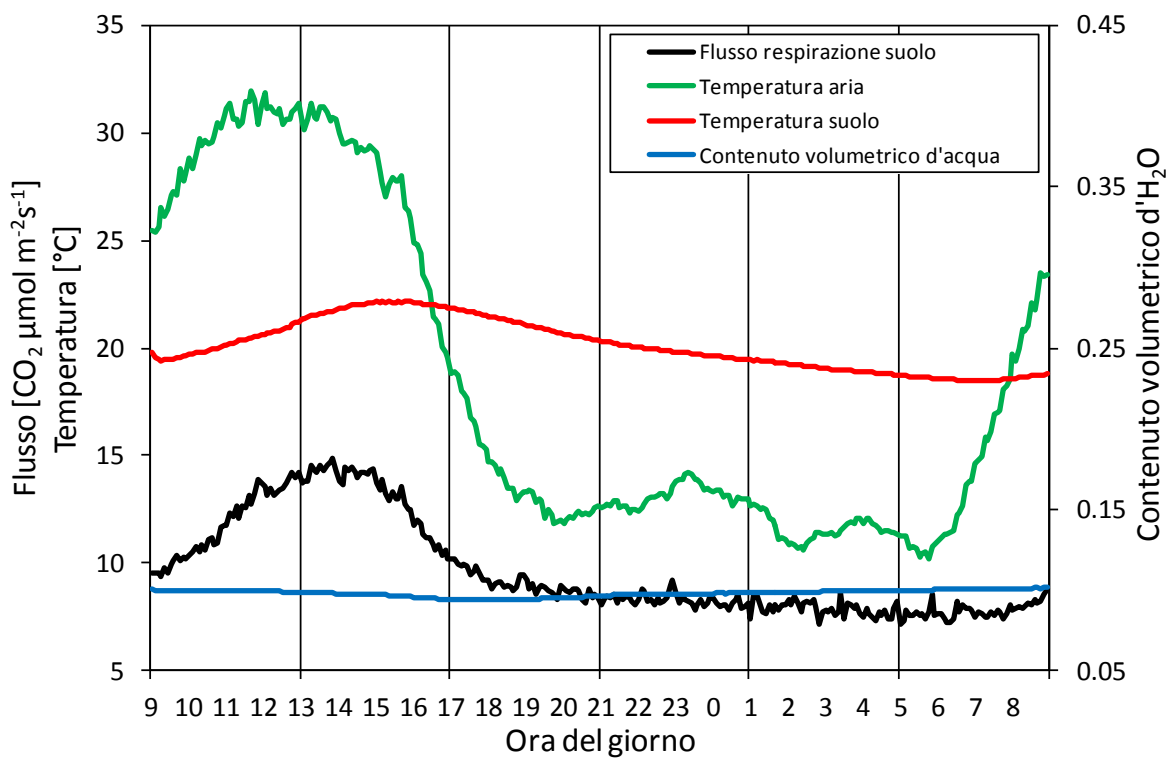


Grafico 6: Andamento temporale delle principali variabili misurate nella giornata 29-30/09/2011

In queste due giornate caratterizzate da elevata temperatura dell'aria (sono stati raggiunti i 34.6°C ed i 31.9°C di massima rispettivamente il 14/09 ed il 29/09) F_{CO₂} ha mostrato una maggiore

variabilità (Grafici 5 e 6) e sono stati misurati i valori massimi rispettivamente $14.76 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ e $14.87 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$. L'umidità del terreno è stata decisamente inferiore rispetto a quella delle prime due giornate (in media rispettivamente 11% e 10%) e si è mantenuta pressoché costante.

Analizzando la relazione tra valori di flusso e di temperatura del suolo, emerge il fenomeno dell'isteresi che si origina quando ad un valore di temperatura corrispondono diversi valori di flusso. Il fenomeno è ben evidente nei grafici (7 e 8).

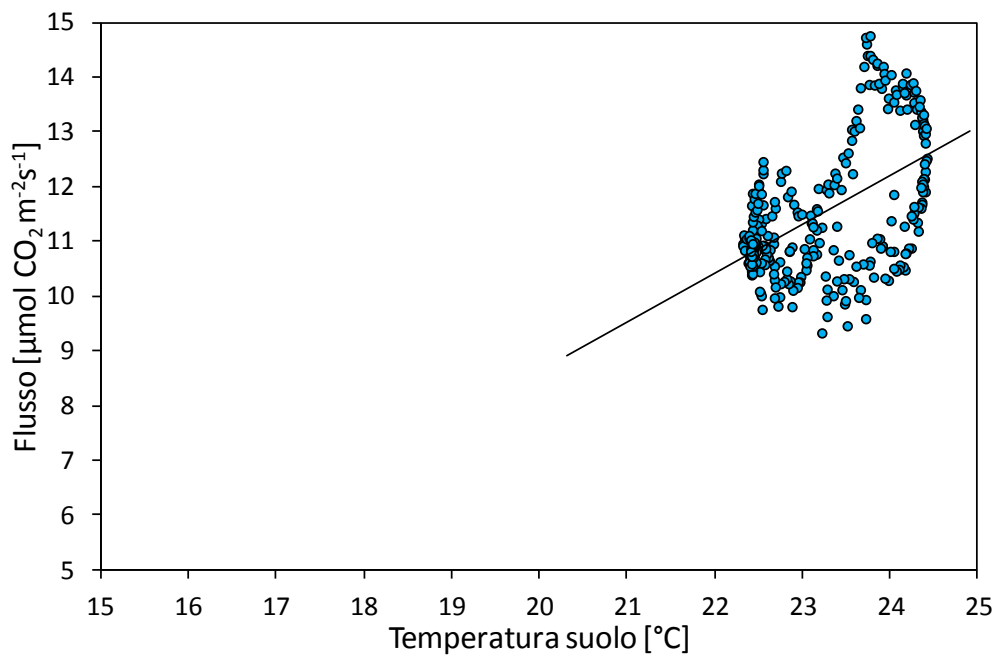


Grafico 7: Relazione tra valori di flusso di CO₂ e temperatura del suolo per la giornata 14-15/09/2011

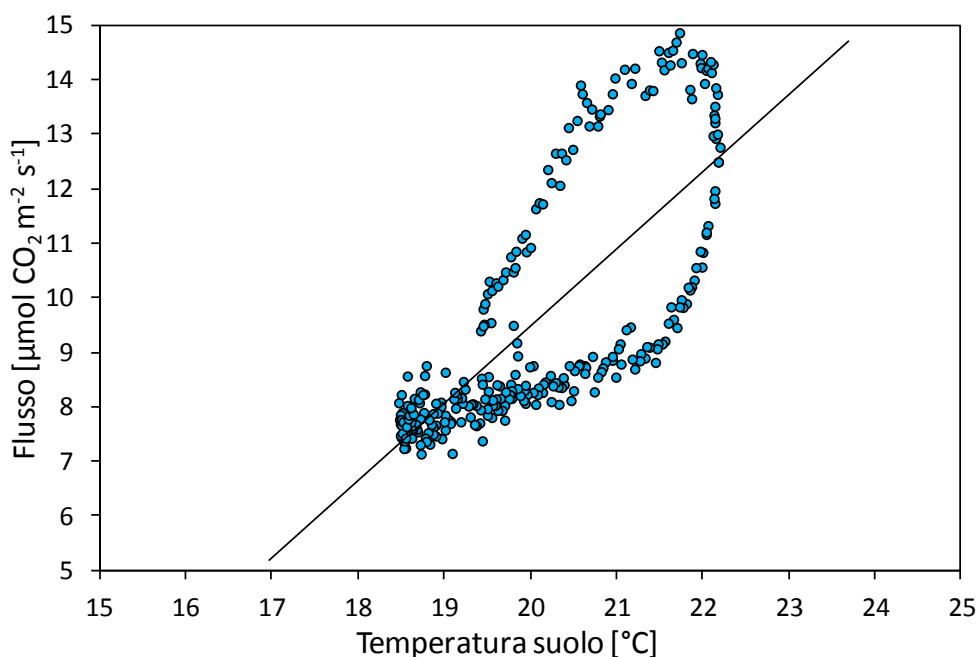


Grafico 8: Relazione tra valori di flusso di CO₂ e temperatura del suolo per la giornata 29-30/09/2011

L'andamento del tempo nei grafici 7 e 8 segue un senso orario, F_{CO_2} aumenta all'aumentare della temperatura del suolo secondo una relazione lineare almeno dal mattino (inizio del ciclo di misura) fino alle prime ore del pomeriggio, che corrispondono all'apice superiore dei grafici. In seguito, col passare delle ore, F_{CO_2} diminuisce d'intensità ma la temperatura del suolo rimane elevata creando così isteresi; solo tra ultime due h delle 24h di misura ovvero le 8.30 e le 10.30, la relazione lineare tra F_{CO_2} e temperatura torna ad avere una pendenza simile a quella osservata ad inizio del ciclo di misura. Le cause che hanno portato al verificarsi del fenomeno dell'isteresi sono principalmente due: la temperatura misurata che non corrisponde a quella della sorgente, distribuita su tutto il profilo, e l'elevata concentrazione di CO₂ durante le ore notturne.

I bassi valori di umidità del terreno, che hanno caratterizzato queste due giornate, hanno probabilmente sottoposto la flora batterica a condizioni di stress determinandone una diminuzione dell'attività di degradazione della sostanza organica relativamente ai primi 10cm di suolo. Considerato che l'emissione di CO₂ dal suolo è il risultato della combinazione dei processi di produzione e di trasporto e che la disponibilità di sostanza organica è uniforme nel profilo stratigrafico, scendendo più in profondità, ci si attende che i valori di umidità tornino ad essere ottimali per l'attività della flora batterica e la produzione di CO₂ sia maggiore rispetto allo strato superficiale (0-10cm). La temperatura dello strato più profondo che si comporta da sorgente,

tuttavia, sarà diversa da quella misurata al momento dell'emissione a livello della superficie creando così il fenomeno dell'isteresi.

L'altro fattore che causa l'isteresi è probabilmente l'elevata concentrazione di CO₂ che si verifica durante le ore notturne. La camera di misura è posizionata a livello della superficie del suolo all'interno della canopy di soia e di notte, in condizioni di stabilità atmosferica in particolare in assenza di vento, nello strato di atmosfera all'interno della canopy la concentrazione di CO₂ aumenta considerevolmente fino a raddoppiare se non triplicare il proprio valore iniziale. Gli elevati valori raggiunti di concentrazione di CO₂ sono prossimi a quelli presenti nel suolo all'interfaccia con l'atmosfera rendendo così molto difficile il processo diffusivo e quindi il flusso stesso.

Dai grafici 9 e 10 che mettono in relazione il flusso con la concentrazione di CO₂ è evidente il trend lineare negativo per cui all'aumentare della concentrazione ambientale di CO₂ si ha una diminuzione dei valori di F_{CO₂}.

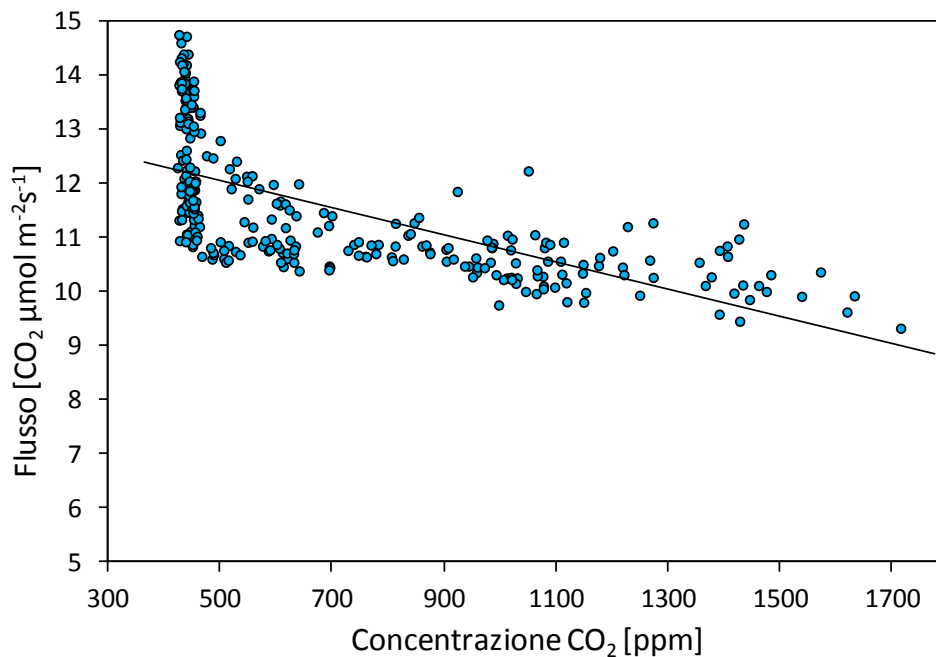


Grafico 9: Relazione tra valori di flusso di CO₂ e concentrazione di CO₂ per la giornata 14-15/09/2011

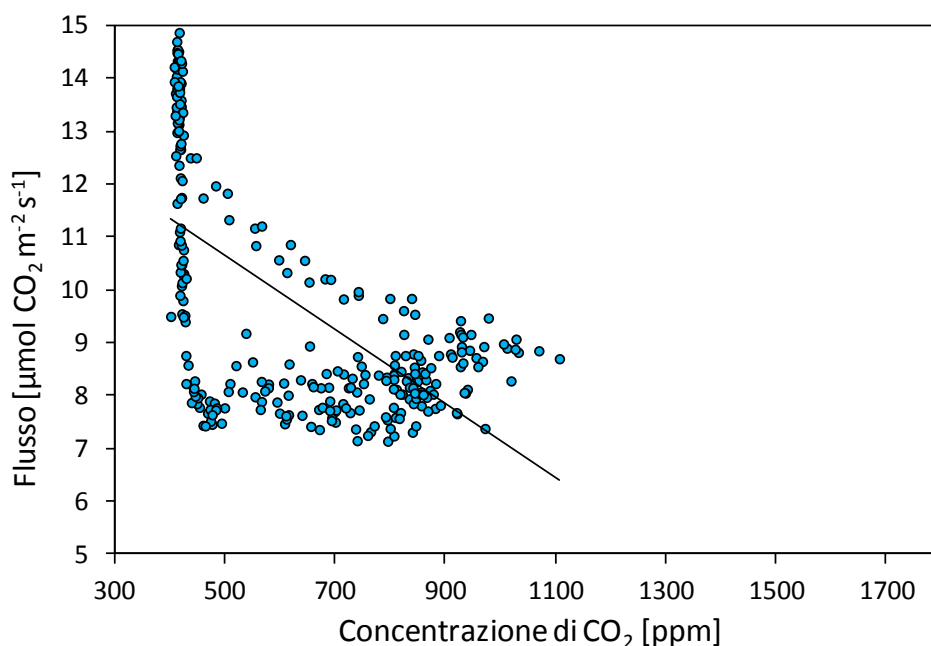


Grafico 10: Relazione tra valori di flusso di CO₂ e concentrazione di CO₂ per la giornata 29-30/09/2011

4.1.3 Giornata 20-21/09

Questa giornata è stata analizzata singolarmente in quanto le condizioni meteorologiche in cui si è svolta sono risultate differenti rispetto alle altre giornate.

In particolare le temperature di aria e suolo sono state le più basse a seguito del passaggio di una perturbazione atmosferica con associate precipitazioni, sia rispetto a quelle della settimana precedente che a quella successiva. In questa giornata, infatti, sono stati misurati i valori minimi di tutta la campagna di misura: rispettivamente 17.2°C per il suolo e 9.1°C per l'aria.

Anche i valori di F_{CO_2} misurati hanno fatto registrare il minimo di tutta la campagna di misura, 6.45 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$, e la variabilità durante il ciclo di misura è stata di 2 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$.

L'umidità del terreno è risultata essere molto bassa ed è variata, seppur in maniera minima, inversamente alla temperatura del suolo come si nota dal grafico 11.

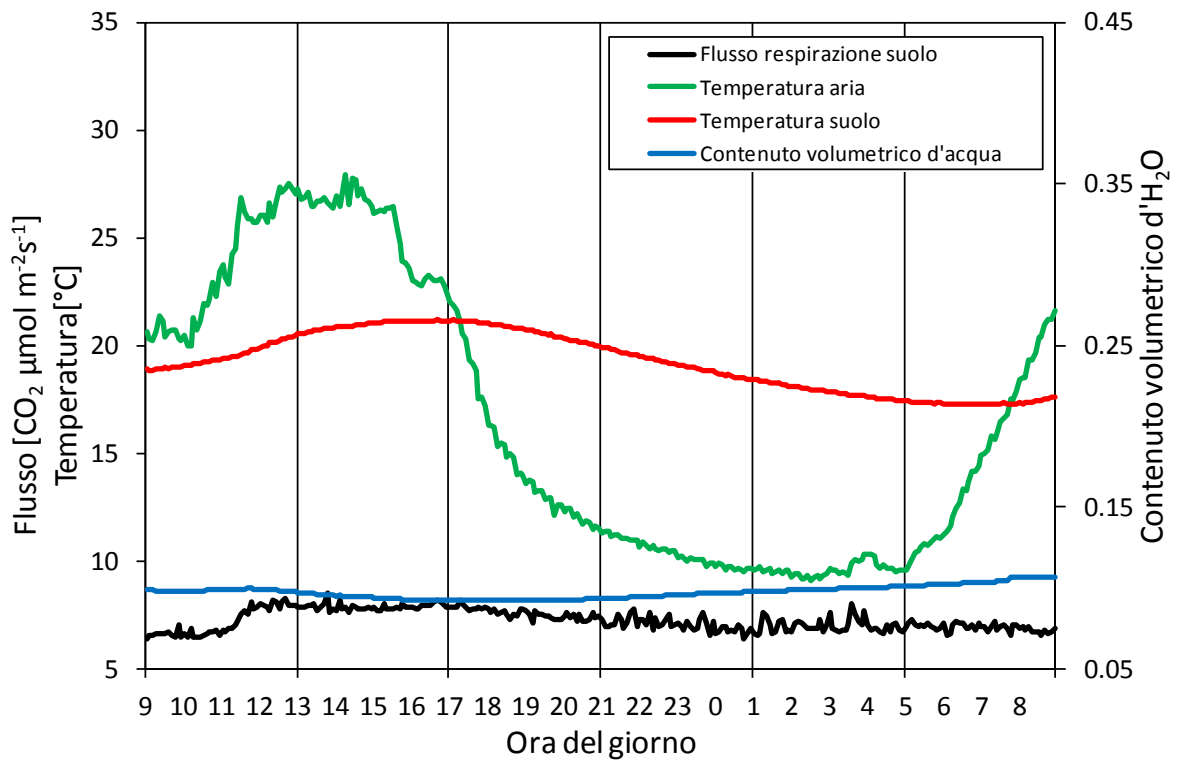


Grafico 11: Andamento temporale delle principali variabili misurate nella giornata 20-21/09/2011

Il grafico della relazione lineare tra F_{CO_2} e temperatura del suolo in questa giornata non presenta il fenomeno dell'isteresi ed il coefficiente angolare della retta di regressione è molto simile a quello della prima giornata di misura (20/07).

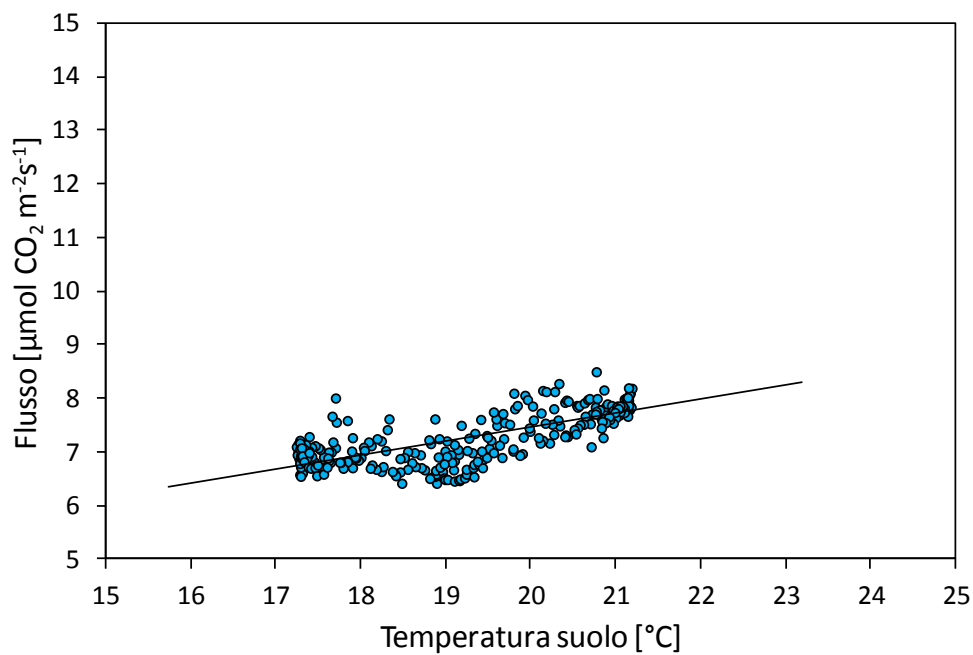


Grafico 12: Relazione tra valori di flusso di CO₂ e temperatura del suolo per la giornata 20-21/09/2011

4.2 Flussi stagionali di CO₂

4.2.1 Relazione tra flusso di CO₂ e temperatura dell'aria

Partendo dai dati di F_{CO_2} , che sono espressi in $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ e mediati ogni 5 minuti, è stato calcolato il quantitativo totale in g di CO₂ rilasciata da un m² di terreno durante le 24h di ciascun ciclo di misura. Per ogni giornata è stata quindi calcolata la temperatura media giornaliera sia dell'aria che del suolo in base ai dati misurati nel sito con il Li-Cor 8100 ed i suoi sensori ausiliari. Con questi dati a disposizione è stata ricercata una relazione, calibrata per il sito di misura, tra i dati di F_{CO_2} delle differenti giornate (espressi in $\text{g CO}_2 \text{ m}^{-2}\text{d}^{-1}$) e la temperatura media giornaliera di aria e suolo. Le equazioni del modello flusso-temperatura sono riportate nel grafico 13, entrambe, presentano un valore di R^2 prossimo a 1 che indica la bontà del modello che ha un andamento a campana. È tuttavia bene precisare che l'andamento decrescente del flusso, previsto dal modello, ad elevate temperature andrebbe confermato con un maggior numero di punti, rispetto ai 5 a disposizione.

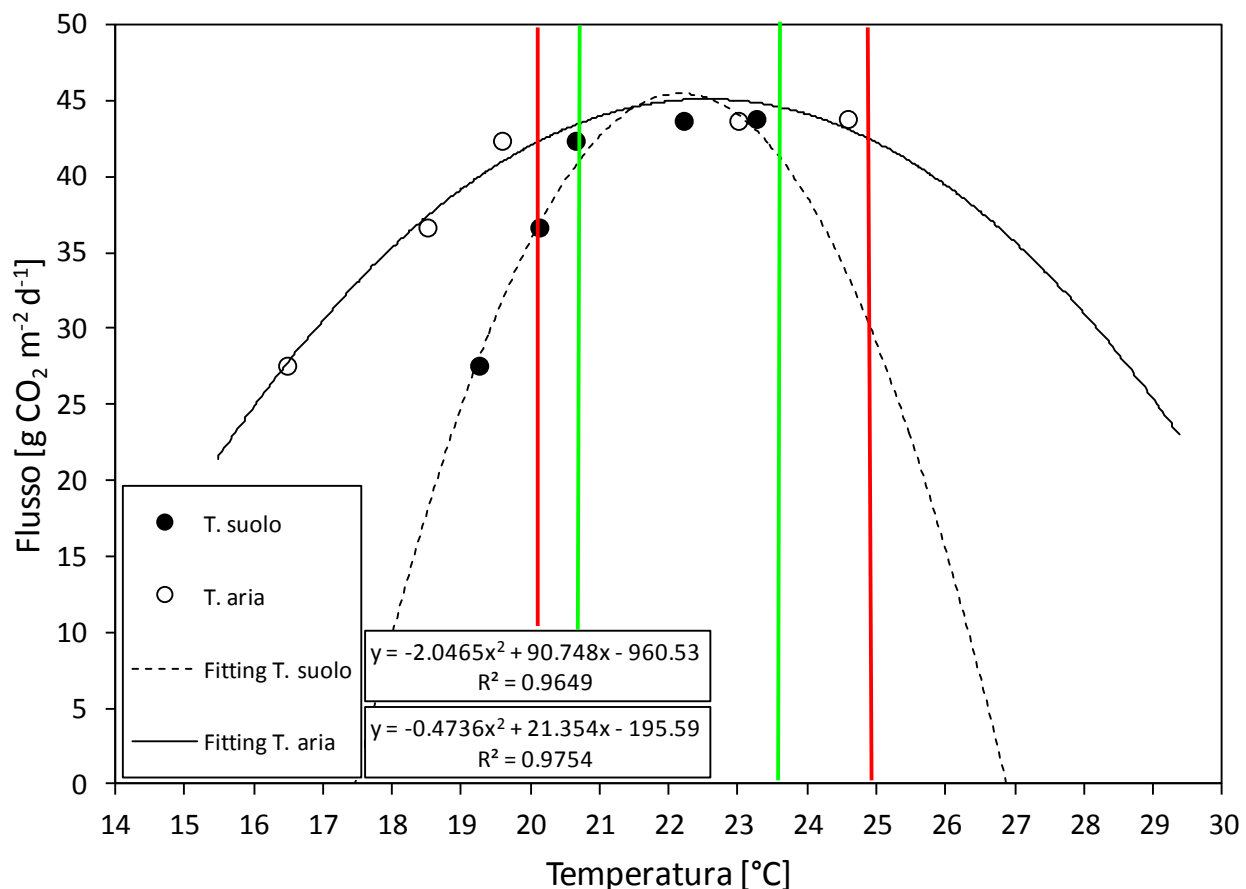


Grafico 13: Relazione tra flusso giornaliero e temperatura di aria e suolo; le linee indicano l'intervallo di ottimo termico: in rosso per la temperatura dell'aria ed in verde per la temperatura del suolo.

In assenza nel sito di misura una stazione meteorologica dedicata in grado di fornire con continuità i principali dati meteorologici durante la stagione, sono stati raccolti i dati della vicina stazione ARPAV di Gesia Cavarzere. La relazione trovata tra F_{CO_2} giornaliero e temperatura media dell'aria è stata adattata sui dati di temperatura rilevati dalla stazione ARPAV per la stagione estiva da Giugno a Settembre (Grafico 14).

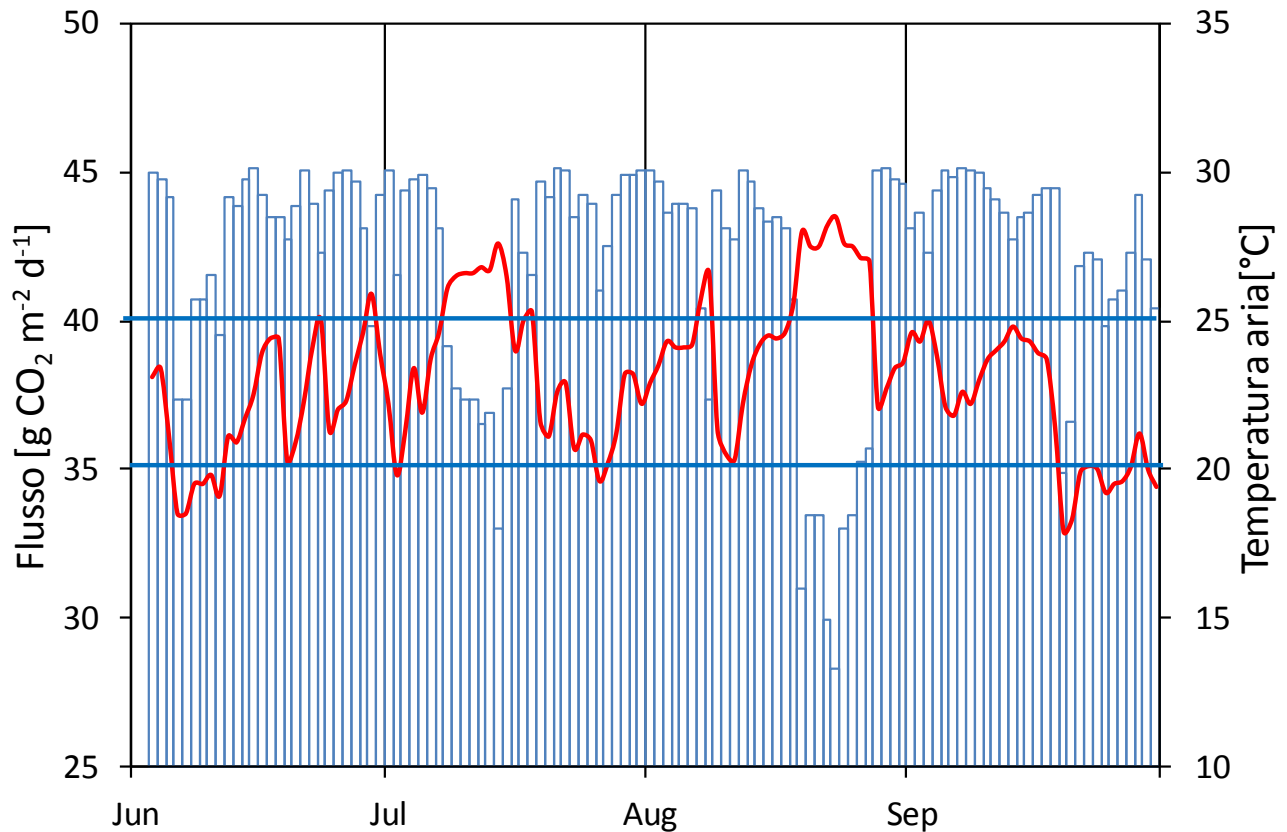


Grafico 14: Relazione stagionale tra flusso giornaliero e temperatura media dell'aria; le linee azzurre individuano l'intervallo di ottimo termico.

Come è possibile notare dal grafico 14 esiste un intervallo di optimum della temperatura media dell'aria compreso tra 20°C e 25°C circa all'interno del quale F_{CO_2} raggiunge i valori massimi (compresi tra 40 e 45 $g\ CO_2\ m^{-2}\ d^{-1}$) mentre, all'esterno dell'intervallo di optimum, F_{CO_2} manifesta un vistoso calo seguendo l'andamento del modello mostrato nel grafico 13. È particolarmente evidente il calo dei flussi giornalieri, nell'ultima decade di Agosto, per effetto della forte ondata di caldo verificatasi in quel periodo che ha portato la temperatura media a valori prossimi ai 30°C.

4.2.2 Relazione tra flusso di CO₂ e temperatura del suolo

Analogamente a quanto fatto per la temperatura dell'aria la relazione trovata con la temperatura del suolo è stata adattata sui dati di temperatura media del suolo (a 10cm di profondità) da Giugno a Settembre registrati presso la stazione ARPAV.

I risultati ottenuti non sono stati quelli attesi: anche per la temperatura del suolo è stato individuato, dalla relazione in grafico 13, un intervallo di valori ottimali per F_{CO_2} . Il modello trovato, tuttavia, non si adatta bene ai dati ARPAV in quanto le temperature registrate risultano quasi sempre superiori all'intervallo di ottimo termico individuato nel sito di calibrazione del modello, inoltre, a minime variazioni di temperatura sono associate forti variazioni di F_{CO_2} giornaliero.

Questi risultati sono spiegabili considerando il fatto che la stazione meteorologica da cui sono stati raccolti i dati si trova all'esterno del bacino Zennare ed è installata su di un terreno non torboso ed inerbito le cui condizioni sono molto differenti rispetto a quelle del sito dove sono state effettuate le misure. Il modello per la temperatura del suolo ottenuto dai dati misurati nel bacino Zennare rimane quindi sito specifico e non è possibile adattarlo su dati misurati all'esterno del sito diversamente da quanto accade, invece, con il modello per la temperatura dell'aria, che può essere considerato rappresentativo delle condizioni presenti nel sito stesso.

5 Conclusioni

Dalle elaborazioni effettuate su scala stagionale è stato stimato il quantitativo cumulato totale di CO₂ emesso dal m² di terreno durante la stagione estiva che è risultato essere di 5kg CO₂ m⁻² in linea con i risultati ottenuti da Camporese nel 2005.

Dall'analisi dei dati raccolti, durante le 5 giornate di misura, non è stata trovata una relazione significativa, su scala giornaliera, valida per tutte le giornate tra F_{CO2}, temperatura del suolo e contenuto volumetrico d'acqua a causa delle differenti condizioni del suolo in cui si sono svolte le misure. Nelle giornate con suolo più caldo e secco, in particolare, è emerso il fenomeno dell'isteresi che mette in evidenza la complessità della misura della respirazione del suolo.

Su scala stagionale è stata trovata una relazione, tra F_{CO2} e temperatura dell'aria valida per il sito di misura, con andamento a campana che individua un intervallo di optimum termico, compreso tra 20°C e 25°C, all'interno del quale F_{CO2} raggiunge i valori massimi. La relazione trovata è basata sui dati di temperatura dell'aria provenienti da una vicina stazione ARPAV e sui 5 punti corrispondenti alle 5 giornate di misura. Non avendo a disposizione una serie di dati di temperatura del suolo nel sito non è stato possibile trovare una relazione su scala stagionale tra F_{CO2} e temperatura del suolo. Sarebbe stato interessante avere a disposizione nel sito una stazione meteorologica ed un maggior numero di punti per la relazione F_{CO2} temperatura. Sarebbe altresì interessante poter superare le difficoltà logistiche, ovvero l'impossibilità di lasciare la strumentazione in campo per lunghi periodi, ed effettuare un monitoraggio annuale continuo di F_{CO2} con l'utilizzo di altre tecniche di misura come il metodo *Gas well*. Questa tecnica consentirebbe di approfondire lo studio quantificando l'emissione di CO₂ dai singoli strati di terreno superando così il problema dell'isteresi.

Bibliografia

- Aerts R. & Toet S. (1997) *Soil Biology Biochemistry* **29** 1683-1690.
- Alvarez R, Alconada M, Lavado R. (1999) *Soil Science* **30** 1861-1866.
- Bain W, Hutyra L, Patterson D, Bright A, Daube B, Munger W, Wofsy S. (2005) Wind-induced error in the measurement of soil respiration using closed dynamic chambers. *Agricultural and Forest Meteorology* **131** 225-232.
- Baird C. & Cann M. (2006) *Chimica ambientale* p.119-124.
- Ball B.C, Scott A, Parker J.P, Arshad M.A. (1999) *Soil Till. Res.* **63** 621-628.
- Bijracharya R.M, Lal R, Kimble J.M, (2000) *Soil Science* **64** 286-293.
- Billings W.D (1987) *Quat. Sci. Rev.* **6** 165-167.
- Boone, R. D., Nadelhoffer, K. J., Canary, J. D., and Kaye, J. P. (1998) Roots exert a strong influence on the temperature sensitivity of soil respiration. *Nature* **396** 570–572.
- Borin M. (1999) Introduzione all'ecologia del sistema agricoltura p. 161-162.
- Borken W & Brumme R. (1997) *Land use manage* **13** 251-257.
- Bolin, B., e Sukumar, R. (2000) Global perspective. In *Land use, land-use change and forestry: A special report of the IPCC* (R. T. Watson, I. R. Noble, B. Bolin, N. H. Ravindranath, D. J. Verardo, and D. J. Dokken, eds.), pp. 23–51, Cambridge University Press, UK.
- Bouma, T. J., Nielsen, K. L., Eissenstata, D. M., and Lynch, J. P. (1997) Estimating respiration of roots in soil, interactions with soil CO₂, soil temperature and soil water content. *Plant and Soil* **195** 221–232.
- Bridgham S.D & Richardson C.J (1992) *Ibid* **24** 1089-1099.
- Bunt J.S & Rovira A.D (1954) *Nature* **173** 1242.
- Burba G. & Anderson D. (2006) A brief practical guide to eddy covariance flux measurements.
- Camporese M et al, (2005) Modelling and experimental analysis of peat hydrology and its relationships with the subsidence of the Zennare basin, Venice (Italy).
- Camporese M, Putti M, Salandin P, Teatini P. (2008) Spatial variability of CO₂ efflux in a drained cropped peatland south of Venice, Italiy. *Journal of Geophysical research* **113**.
- Casals P, Romana J, Cortina J, Bottner P, Couteaux M, Vallejo V. (2000) *Biogeochemistry* **48** 261-281.
- Chapman S.J & Thurlow M, (1998) *Soil Biochemistry* **30** 1013-1021.

Conen F. & Smith K. (1998) A re-examination of closed flux chamber methods for the measurement of trace gas emissions from soils to the atmosphere. *European journal of Soil Science* **49** 701-707.

Consorzio di bonifica AdigeBacchiglione www.adigebacchiglione.it/subsid.html

Davidson E, Belk E, Boone R. (1998) Soil water content and temperature as independent or confounded factors controlling soil respiration in a temperate mixed hardwood forest. *Global Change Biology* **4** 217-227.

Dixon R. K., Brown S., Houghton R. A., Solomon A. M., Trexler M. C., and Wisniewski J, (1994) Carbon pools and flux of global forest ecosystems. *Science* **22**, 185–190.

Doran J.W, (1980) *Soil Science* **44** 765-771.

Egginton G.M & Smith K.A (1986) *Soil Science* **37** 59-67.

Falkowski P, Scholes R.J, Boyle E, Canadell J, Canfield D, Elser J, Gruber N, Hibbard K, Hogberg P, Linder S, Mackenzie F.T, Moore B, Pedersen T, Rosenthal Y, Seitzinger S, Smetacek V, Steffen W, (2000) The global carbon cycle: a test of our knowledge of Earth as a system. *Science* **290** 291-296.

Fang, C., and Moncrieff, J. B. (1996) An improved dynamic chamber technique for measuring CO₂ efflux from the surface of soil. *Functional Ecology* **10** 297–305.

Fornasiero A, Gambolati G, Putti M, Teatini P, Ferraris S, Pitacco A, Rizzetto F, Tosi L, Bonardi M, Gatti P, (2001) Subsidence due to peat soil loss in the Zennare basin (Italy): design and set-up of the field experiment. *Scientific research and safeguarding of Venice Corila research program 2001 results*. 201-215.

Francesse R, Galgaro A, Farinatti E, Putti M, Teatini P, Rizzetto F, Tosi L, (2001) Geophysical investigation within the Zennare basin (Venice). *Scientific research and safeguarding of Venice Corila research program 2001 results*. 229-239.

Freijer J.I & Leffelaar P.A, (1996) Adapted Fick's law to soil respiration. *Water resources research* **32-4** 791-800.

Gatti P, Bonardi M, Tosi L, Rizzetto F, Fornasiero A, Gambolati G, Putti M, Teatini P. (2001) The peat deposit of the subsiding Zennare basin, south of the Venice lagoon, Italy: geotechnical classification and preliminary mineralogical characterization. *Scientific research and safeguarding of Venice Corila research program 2001 results*. 241-257.

Gaumont-Guay D et al, (2006) Interpreting the dependence of soil respiration on soil temperature and water content in a boreal aspen stand. *Agricultural and Forest Meteorology* **140** 220-235.

Gorham E, (1991) *Ecol. Appl.* **1** 182-195.

Gorham, E. (1995) The biogeochemistry of northern peatlands and its possible response to global warming. In *Biotic Processes and Potential Feedbacks* (G. M. Woodwell, and F. T.

McKenzie, eds.), pp. 169–187, Oxford University Press, Oxford, UK.

Grahammer K, Jawson M.D, Skopp J. (1991) *Soil Biology biochemistry* **23** 77-81.

Hanson P.J et. Al (2000) Separating root and soil microbial contributions to soil respiration: A review of methods and observations. *Biogeochemistry* **48** 115-146.

Hearly, R. W., Striegl, R. G., Russell, T. F., Hutchinson, G. L., and Livingston, G. P. (1996) Numerical evaluation of static chamber measurements of soil-atmosphere gas exchange, Identification of physical processes. *Soil Science Society of America Journal* **60** 740–747.

Herbst M et al, (2008) Multiyear heterotrophic soil respiration: evaluation of a coupled CO₂ transport and carbon turnover model. *Ecological Modelling* **214** 271-283.

Hogg E.H, (1992) *Oikos* **66** 269-278.

Hopper D, Cardon Z, Chapin F.S, Durant M. (2002) Corrected calculation for soil and ecosystem measurement of CO₂ flux using the Li-Cor 6200 portable photosynthesis system. *Oecologia* **132** 1-11.

Hutchinson G.L & Livingston G.P (2001) Vents and seals in non-steady-state chambers used for measuring gas exchange between soil and the atmosphere. *European journal of Soil Science* **52** 675-682.

Jassens I, Kowalski S, Ceulemans R. (1999) Forest floor CO₂ fluxes estimated by eddy covariance and chamber based model.

Janssens I. A., Lankreijer, H., Matteucci, G., Kowalski, A. S., Buchmann, N., Epron, D., Pilegaard, K., Kutsch, W., Longdoz, B., Grünwald, T., Montagnani, L., Dore, S., Rebmann, C., Moors, E. J., Grelle, A., Rannik, Ü., Morgenstern, K., Oltchev, S., Clement, R., Guomundsson, J., Minerbi, S., Berbigier, P., Ibrom, A., Moncrieff, J., Aubinet, M., Bernhofer, C., Jensen, N. O., Vesala, T., Granier, A., Schulze, E.-D., Lindroth, A., Dolman, A. J., Jarvis, P. G., Ceulemans, R., and Valentini, R. (2001) Productivity overshadows temperature in determining soil and ecosystem respiration across European forests. *Global Change Biology* **7(3)**, 269–278.

Jauhainen, J., Takahashi, H., Heikkinen, J. E. P., Martikainen, P. J., and Vasander, H. (2005) Carbon fluxes from a tropical peat swamp forest floor. *Global Change Biology* **11(10)**, 1788–1797.

Katznelson H & Stevenson I.L. (1956) *Can. J. Microbiol* **2** 611-622.

Kessavalou A, Mosier A.R, Doran J.W, Drijber R.A, Lyon D.J, Heinemeyer O. (1998) *Environ. Qual.* **27** 1094-1104.

Klemedtsson A.K, Klemedtsson L, Berglund K, Martikainen P, Silviola J, Oenema O. (1997) *Soil use manage* **13** 245-250.

- Kowalenko C.G, Ivarson K.C (1978) *Soil Biology Biochemistry* **10** 286-293.
- Lal M & Singh R. (2000) *Environ. Mont. Assoc.* **60** 315-327.
- Li-Cor (1998) Considerations for measuring ground CO₂ effluxes with chambers. *American Geophysical Union conference, San Francisco, CA, USA.*
- Li-Cor (2010) Automated soil CO₂ flux system instruction manual.
- Lund C.P, Riley W.J, Pierce L, Field B. (1999) The effects of chamber pressurization on soil-surface CO₂ flux and the implications for NEE measurements under elevated CO₂. *Global Change Biology* **5** 269-281.
- Luo Y & Zhou X. (2006) Soil respiration and the environment.
- Malhi, Y., Baldocchi, D. D., and Jarvis, P. G. (1999) The carbon balance of tropical, temperate and boreal forests. *Plant, Cell and Environment* **22(6)** 715–740.
- McGill W.B, Hunt H.W, Woodmansee R.G, Reuss J.O (1981) *Ecology Bulletin* **33** 49-115.
- Medina E. & Zilver M (1972) In papers from a Symposium on Tropical Ecology with an Emphasis on Organic Productivity (ed. Golley, P.M) Univ. Georgia, Athens 245-269.
- Meggio F, Ponchia G, Pitacco A. (2008) Bilanci di energia, acqua e carbonio del vigneto: un approccio multi-scala.
- Montcrieff J & Fang C. (1999) A model for soil CO₂ production and transport 2: application to a florida *pinus eliotte* plantation. *Agricultural and Forest Meteorology* **95** 237-256.
- Moore T.R & Dalva M.J (1993) *Soil Science* **44** 651-664.
- Norman, J. M., Garcia, R., and Verma, S. B. (1992) Soil surface CO₂ fluxes and the carbon budget of a grassland. *Journal of Geophysical Research-Atmosphere* **97** 18845–18853.
- Norman J.M, Kucharik C.J, Gower S.T, Baldocchi D.D, Crill P.M, Rayment M, Savage K, Striegl R.G, (1997) A Comparison of six methods for measuring soil-surface carbon dioxide fluxes. *Journal of Geophysical research* **102-D24** 28,771-28,777.
- Orchard V.A & Cook F.J (1983) *Soil biology biochemistry* **15** 447-453.
- Ovenden, L. (1990) Peat accumulation in northern wetlands. *Quarterly Research* **33** 377–386.
- Parker L, Miller J, Steinderger Y, Whitford W.G. (1983) *Soil biology biochemistry* **15** 303-309.
- Phillips C, Nickerson N, Risk D, Bond B. (2011) Interpreting diel hysteresis between soil respiration and temperature. *Global Change Biology* **17** 515-527.
- Qi Y, Xu M, Wu J. (2002) Temperature sensitivity of soil respiration and its effects on ecosystem carbon budget: nonlinearity begets surprises. *Ecological modeling* **153** 131-142.

- Raich J.W & Schlesinger W.H. (1992) The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus* **44B** 81-99.
- Rao D.L, Pathak H. (1996) *Arid Soil Res. Rehabil.* **10** 311-319.
- Rastogi M, Shalini S, Pathak H. (2002) Emission of carbon dioxide from soil. *Current Science* **82-5** 510-516.
- Rizzetto F, Tosi L, Bonardi M, Gatti P, Fornasiero A, Gambolati G, Putti M, Teatini P. (2001) Geomorphological evolution of the southern catchment of the Venice lagoon (Italy): The Zennare basin. *Scientific research and safeguarding of Venice Corila research program 2001 results.* 217-228.
- Rochette P & Angers D.A (1999) *Soil Science* **63** 621-628.
- Rochette P. (2011) Towards a standard non-steady-state chamber methodology for measuring soil N₂O emissions. *Animal Feed Science and Technology* **166-167** 141-146.
- Rodeghiero M & Cescatti A. (2005) Main determinants of forest soil respiration along an elevation/temperature gradient in the Italian Alps. *Global Change Biology* **11** 1024-1041.
- Roehm, C. L. (2005) Respiration in wetland ecosystems. In *Respiration in aquatic ecosystem* (P. A. Giorgio, and P. J. I. B. Williams, eds.), pp. 93–102, Oxford University Press, New York.
- Russel E.W, (1973) Soil Conditions and plant growth *Longmans London 10th edn.* 403-405.
- Schlesinger W & Jeffrey A. (2000) Soil respiration and the global carbon cycle. *Biochemistry* **48** 7-20.
- Sitaula B, Bakken L.R, Abrahamsen G, (1995) *Soil Biochemistry* **27** 1401-1408.
- Smith K.A, Ball T, Conen F, Dobbie K.E, Massheder J, Rey A. (2003) Exchange of greenhouse gases between soil and atmosphere: interactions of soil physical factors and biological processes. *European Journal of Soil Science* **54** 779-791.
- Stephens J.C, Allen Jr. L.H, Chen E. (1984) Organic soil subsidence. In T.L. Holzer, editor, Main induced land subsidence, Volume VI of *Reviews in engineering geology*, p 107-122.
- Steward J.M, Wheatley R.E (1990) *Soil Biology Biochemistry* **22** 65-68.
- Suarez D & Simunek J. (1993) Modeling carbon Dioxide transport and production in soil 1. Model development. *Water resources research* **29-2** 487-497.
- Suarez D & Simunek J. (1993) Modeling carbon Dioxide transport and production in soil 2. Parameter selection, sensitivity analysis, and comparison of model prediction to field data. *Water resources research* **29-2** 499-513.

Turpin, H. W. (1920) The carbon dioxide of the soil air. *Cornell University Agricultural Experiment Station Memoir* 32, 319–362.

Wiant, H. V. Jr. (1967) *J.For.* **65**.

Wojick, D. E. (1999) Carbon storage in soils: The ultimate no-regrets policy? A report to Greening Earth Society. Disponible online: <http://www.greeningearthsociety.org/pdf/carbon.pdf>.

Xu L, Furtaw M, Madsen R.A, Richard L.G, Anderson D.J, McDermitt D.K, (2006) On maintaining pressure equilibrium between a soil CO₂ flux chamber and the ambient air. *Journal of Geophysical research* **111**.