



Università degli Studi di Sassari

SCUOLA DI DOTTORATO DI RICERCA
Scienze dei Sistemi Agrari e Forestali
e delle Produzioni Alimentari



Indirizzo: Produttività delle piante coltivate

Ciclo XXIII

**Dinamica Spazio-temporale della Respirazione Eterotrofa del
Suolo in un Sistema Agrario Mediterraneo**

Dott. Roberto Lai

Direttore della Scuola: Prof. Giuseppe Pulina

Referente di Indirizzo Prof. Antonino Spanu

Docente Guida Prof. Pier Paolo Roggero

Anno Accademico 2009-2010

INDICE

1. PREMESSA: USO DEL SUOLO E <i>SINK</i> DI CARBONIO.....	4
1.1. Introduzione	4
1.2. I processi biofisici del ciclo del C nel suolo	7
1.3. Modalità di incremento del <i>carbon sink</i> del suolo.....	7
1.4. Incertezze nella valutazione del ciclo del carbonio nel suolo.....	8
1.4.1. Incertezze nelle stime del <i>carbon sink</i> del suolo.....	8
1.4.2. Incertezze nelle stime delle perdite di carbonio dal suolo.....	13
1.5. Cambiamento dell'uso del suolo e <i>stock</i> di carbonio.....	17
1.6. Il <i>carbon sink</i> dei suoli agrari.....	19
1.7. Difficoltà nell'implementazione delle strategie di aumento del <i>carbon sink</i> del suolo.....	21
1.8. Conclusioni.....	24
1.9. Bibliografia.....	27
2. IMPATTO DEI CAMBIAMENTI DEI SISTEMI COLTURALI SULLE DINAMICHE DELLA RESPIRAZIONE ETEROTROFA DEL SUOLO IN UN AGRO ECOSISTEMA MEDITERRANEO.....	33
2.1. Introduzione.....	33
2.2. Materiali e metodi.....	35
2.2.1. Area di studio.....	35
2.2.2. Schema sperimentale e misurazioni in campo.....	37
2.2.2.1. Campionamento delle aree di saggio.....	37
2.2.2.2. Misurazione della respirazione eterotrofa del suolo.....	37

2.2.2.3. Misurazione della temperatura e dell'umidità del suolo.....	38
2.2.3. Campionamenti di suolo ed analisi.....	38
2.2.4. Analisi statistica dei dati.....	39
2.3. Risultati.....	40
2.3.1. Analisi dei suoli.....	40
2.3.2. Dinamiche temporali e medie annuali della temperatura dell'umidità del suolo.....	40
2.3.3. Dinamiche temporali e medie delle respirazione eterotrofa del suolo.....	42
2.3.4. Relazione tra temperatura, umidità e respirazione eterotrofa del suolo.....	43
2.3.5. Relazione tra respirazione eterotrofa del suolo e <i>TOC</i>	43
2.4. Discussione.....	44
2.4.1. Variazione spazio temporale della respirazione eterotrofa del suolo	44
2.4.2. Analisi delle relazioni tra la temperatura, l'umidità e la respirazione eterotrofa del suolo.....	47
2.4.3. Effetto del contenuto in <i>TOC</i> sulla respirazione eterotrofa del suolo.....	48
2.5. Conclusioni.....	50
2.6. Bibliografia.....	52

1. PREMESSA: USO DEL SUOLO E *SINK* DI CARBONIO

1.1. Introduzione

Negli ultimi anni la comunità scientifica internazionale si è posta il problema di comprendere quale possa essere il ruolo giocato dagli ecosistemi terrestri, dalla loro gestione e del tipo d'uso del suolo nel contenere l'incremento di CO₂ atmosferica ritenuto il principale responsabile dei cambiamenti climatici in corso.

A livello planetario il suolo contiene il doppio della quantità di carbonio contenuto nell'atmosfera ed il triplo di carbonio contenuto nella biomassa vegetale viva. La quantità di carbonio stoccato nel suolo è pari a circa 1500 Pg (Batjes, 1996), due volte più che nell'atmosfera e 2 volte più che dalla vegetazione terrestre (Liu *et al.*, 2006).

Nel suolo il carbonio è contenuto sia in forma inorganica, sotto forma di CaCO₃ (700–1000 Pg) (Shimel, 1995), sia in forma organica. La sostanza organica del suolo (*SOM*) gioca un ruolo decisamente più importante nelle strategie di controllo delle emissioni di CO₂ in quanto sono necessari milioni di anni per il turnover dei composti inorganici del carbonio del suolo (Wang *et al.*, 2007).

Negli ecosistemi il carbonio organico rappresenta la fonte primaria di energia per tutte le forme di vita eterotrofe che, dopo averlo utilizzato come substrato per le proprie esigenze metaboliche, lo restituiscono all'atmosfera attraverso un insieme di processi definiti nel complesso come respirazione.

Nel suolo il contenuto di carbonio organico è in funzione di diversi fattori sia climatici sia pedologici (Dawson and Smith, 2007). Per caratterizzare un suolo in funzione del suo contenuto in sostanza organica si può considerare il suo contenuto totale in carbonio o la differenza tra gli apporti e le perdite per mineralizzazione. L'uso del suolo determina la quantità sia delle perdite sia degli apporti di carbonio. Nelle foreste e nei pascoli gli apporti di carbonio sono superiori a quelli degli ecosistemi coltivati e sono costituiti soprattutto da materia difficilmente mineralizzabile. Nei pascoli, sebbene gli apporti siano inferiori alle foreste, si ha un accumulo di carbonio

simile alla condizione naturale in quanto la materia che cade al suolo è molto meno labile rispetto agli apporti che si hanno nelle foreste costituiti prevalentemente da foglie morte (Smith *et al.* 2008). Nei suoli coltivati gli apporti sono invece molto inferiori rispetto agli altri due gruppi di uso del suolo e sono costituiti prevalentemente da sostanza organica labile derivante dalla biomassa delle colture rilasciata nella fase vegetativa. In questi usi del suolo il più basso apporto di sostanza organica è determinato soprattutto dalle asportazioni che si hanno con la raccolta. Le lavorazioni determinano la mineralizzazione, oltre che della *SOM* apportata dalla coltura, anche di quella stoccata prima dell'intervento antropico; questo processo è causato dalla rottura degli aggregati all'interno dei quali le molecole organiche non subiscono la mineralizzazione in quanto protette dall'ossigeno, dall'acqua e dalla flora microbica. Un altro effetto delle lavorazioni è quello di determinare un aumento della temperatura del suolo alla quale è positivamente correlata la mineralizzazione della sostanza organica.

La quantità di sostanza organica che arriva al suolo collima con la produzione primaria netta (*NPP*) dell'ecosistema. La biomassa giunge al suolo tramite i trasferimenti degli apparati epigei delle piante, le secrezioni radicali e la crescita degli apparati ipogei.

La differenza tra il carbonio accumulato e quello perso per mineralizzazione costituisce la produzione netta dell'ecosistema (*NEP*). Assieme alla raccolta, anche altri processi determinano la perdita di materia organica come gli incendi e i danni da insetti che in alcuni ambienti sono fattori importanti di perdita di carbonio.

Il clima e l'uso del suolo sono le più importanti cause della variazione spazio temporale del carbonio accumulato nel suolo (Smith, 2008).

Negli ecosistemi coltivati la quantità di carbonio stoccato nel suolo (*carbon sink*) è dipendente dal tipo di coltura (Franzluebbers, 2005) il cui cambiamento determina, nel breve periodo, sensibili variazioni del bilancio del carbonio (Alberti et al., 2010) con il raggiungimento di un nuovo equilibrio diversi anni dopo (Sheng et al., 2010).

L'attuale emissione di CO_2 verso l'atmosfera è pari a $6,3 \pm 1,3 \text{ Pg C y}^{-1}$. Si prevede che per il 2100 le emissioni di CO_2 possano quadruplicare raggiungendo valori pari a 25 Pg C y^{-1} . La massima quantità di C sequestrabile è di circa $0,4-0,7 \text{ Pg C y}^{-1}$ quindi se rimanesse l'attuale andamento dell'incremento in atmosfera di CO_2 il *carbon sink* del

suolo potrebbe contribuire alla riduzione della quantità di carbonio presente in atmosfera per solo 1-3 %. Se si considera anche che parte del carbonio immagazzinato nel breve periodo viene rapidamente perso, emerge che il contributo del suolo nelle strategie di riduzione della concentrazione della CO₂ atmosferica riveste un ruolo ancora inferiore nel controllo delle emissioni. E' chiaro quindi che il rimedio all'aumento della concentrazione della CO₂ nell'atmosfera è solo in parte identificabile nella capacità *carbon sink* del suolo e sono necessarie delle strategie di riduzione delle emissioni nell'industria, nei trasporti, dell'edilizia e degli altri comparti produttivi.

Per non arrivare ai valori di CO₂ previsti nel 2100 sono necessari una serie di provvedimenti entro il 2030 (IPCC, 2000b). E' in questo periodo che bisogna ridurre le emissioni e convertire gli usi del suolo verso i sistemi più conservativi in termini di *carbon sink*. L'attuazione delle strategie di riduzione delle emissioni dei GHGs comporta alti costi che però, ripartiti per ogni comparto produttivo, risultano meno rilevanti. Si è dimostrato che per ogni settore produttivo la riduzione della concentrazione di CO₂ atmosferica verso valori di 450-750 ppm comporta bassi costi sostenibili economicamente (Stern, 2006). Il *carbon sink* del suolo gioca un ruolo importante nell'arco di tempo che le nuove tecnologie finalizzate a ridurre le emissioni, soprattutto in ambito energetico, vengano implementate (Smith, 2004).

Col presente capitolo si vogliono raccogliere gli sviluppi scientifici sulla comprensione dei fattori che regolano la capacità dei suoli di sequestrare carbonio dall'atmosfera. Verrà messo in evidenza il ruolo dell'uso del suolo e della gestione agronomica nell'ambito delle strategie di mitigazione dei cambiamenti climatici. Ulteriore obiettivo è valutare le difficoltà e le criticità nell'implementazione delle strategie di riduzione della concentrazione atmosferica di CO₂ attraverso l'adozione di sistemi colturali più conservativi in termini di contenuto di sostanza organica del suolo.

1.2. I processi biofisici del ciclo del C nel suolo

La *NPP* può essere definita come il flusso annuale di CO_2 dall'atmosfera al suolo. Le perdite di materia organica dal suolo sono date prevalentemente dalla somma dei flussi di carbonio dal suolo all'atmosfera determinati dalla mineralizzazione e dagli incendi ammontano ad oltre 60 Pg C y^{-1} (IPCC 2000a).

Con il processo di mineralizzazione la sostanza organica viene trasformata in composti inorganici e in CO_2 , determinando la perdita di carbonio dal suolo. Tale processo è ad opera di microorganismi che traggono nutrimento dalle molecole organiche del suolo rilasciando CO_2 con la respirazione. L'emissione di CO_2 dal suolo all'atmosfera per decomposizione della sostanza organica viene definita come respirazione eterotrofa del suolo. Questo processo è fortemente condizionato dalla temperatura, dall'umidità del suolo e dalla quantità e qualità della sostanza organica

Fotosintesi e respirazione alimentano un ciclo che si rinnova nella biosfera. Perturbazioni, quali l'aumento della CO_2 atmosferica, la variabilità climatica, gli incendi e le attività antropiche di uso del suolo determinano significative fluttuazioni nel bilancio dei processi di assimilazione e respirazione (Smith, 2008).

1.3. Modalità di incremento del *carbon sink* del suolo

Il sequestro di carbonio nel suolo può essere ottenuto incrementandone il flusso netto dall'atmosfera alla biosfera.

Nel lungo periodo, per stoccare la più alta quantità di *NPP* nel suolo si può agire in due modi: ridurre le emissioni di C dal suolo per decomposizione della *SOM* e aumentarne gli apporti. Per l'incremento del *carbon sink* del suolo le migliori opzioni sono quelle con le quali si aumentano gli apporti di biomassa al suolo, come l'interramento dei residui colturali, cercando di bilanciare le perdite derivanti dalla messa a coltura dei suoli. A livello globale è importante evitare il degrado dei suoli ed evitare la messa a coltura delle torbiere (Smith *et al.*, 2008).

Sono state pubblicate diverse *reviews* in cui vengono focalizzate le opzioni gestionali per aumentare il *carbon sink* nel suolo (Freibauer *et al.*, 2004). Quando si considerano le scelte colturali che mirano ad aumentare il *carbon sink* del suolo è importante anche considerare gli effetti collaterali tra cui gli eventuali aumenti di emissioni di altri *GHGs*. Se la finalità dell'aumento del contenuto di carbonio nel suolo è quella di mitigare i cambiamenti climatici è necessario considerare anche gli effetti collaterali dati dalle emissioni di N₂O e CH₄ (Smith *et al.*, 2001). E' dimostrato che molte pratiche agronomiche aumentano il contenuto di sostanza organica del suolo ma non hanno nessun beneficio in termini di riduzione dei gas serra (Robertson *et al.*, 2000). Il sequestro di carbonio nel suolo è considerato per i prossimi trenta anni come il fattore responsabile del 90% del contributo dell'agricoltura al controllo dei cambiamenti climatici (Smith *et al.*, 2007).

1.4. Incertezze nella valutazione del ciclo del carbonio nel suolo

Gli ecosistemi terrestri sono considerati sinks per il carbonio atmosferico ma la variabilità dei processi di scambio del carbonio tra ecosistemi terrestri ed atmosfera attribuisce a questa potenzialità ampi margini di incertezza complicando la possibilità di prevedere con sufficiente accuratezza l'effetto del cambiamento climatico e dell'uso del suolo sulla capacità *carbon sink* degli ecosistemi terrestri.

1.4.1. Incertezze nelle stime del *carbon sink* del suolo

Le prime stime sulle potenzialità di sequestro di C dei suoli erano caratterizzate dal fornire valori con intervalli di confidenza molto ampi. Queste erano basate su studi condotti in terre coltivate dell'Europa (Smith *et al.*, 2000), nelle terre coltivate degli USA (Lal *et al.*, 1998), e nei suoli degradati del pianeta (Lal, 2001). Si è stimato un

potenziale di sequestro del C pari a $0,9 \pm 0,3 \text{ Pg C y}^{-1}$ (Lal, 2004) pari a valori tra 1/3 e 1/4 dell' incremento delle emissioni di C in atmosfera

Le più recenti stime indicano che il potenziale di sequestro di carbonio nel suolo è globalmente pari a circa $1,3 \text{ Pg C y}^{-1}$ ma è difficile ottenere questi valori che hanno carattere soprattutto teorico (Smith *et al.* 2008).

Le difficoltà sono date dalle barriere di tipo economico, istituzionale, sociale per le quali non possono essere raggiunti i valori di *carbon sink* potenziali (Smith and Trines 2007).

Negli anni '90 del XX secolo i combustibili fossili e la cementificazione dei suoli furono causa di emissioni per una quantità pari a $6,3 \pm 1,3 \text{ Pg C y}^{-1}$ verso l'atmosfera e il cambiamento di uso del suolo determinò la perdita di carbonio pari a $1,6 \pm 0,8 \text{ Pg C y}^{-1}$ (Schimel *et al.*, 2001). L'incremento in atmosfera di carbonio è pari a $3.2 \pm 0,1 \text{ Pg C y}^{-1}$, gli oceani ne assorbono $2,3 \pm 0,8 \text{ Pg C y}^{-1}$ per cui per differenza si stima un *carbon sink* negli ecosistemi terrestri di $2,3 \pm 1,3 \text{ Pg C y}^{-1}$ (Schimel *et al.*, 2001, IPCC, 2001). Piccole modifiche della quantità di *SOM* possono avere importanti conseguenze sulla concentrazione atmosferica di CO_2 . L'effetto del riscaldamento globale sul contenuto di carbonio del suolo è di fondamentale importanza. Uno dei primi esempi del potenziale impatto dell'aumento del rilascio di carbonio dagli ecosistemi terrestri è stato formulato da Cox *et al.* (2000). Usando un modello che simulava contemporaneamente il cambiamento climatico e le variazioni del ciclo del carbonio ha dimostrato che l'aumento delle temperature determinano un aumento del rilascio di carbonio che a sua volta ha un feedback positivo sul riscaldamento. C'è comunque da tenere in considerazione l'incertezza di stima dei modelli e che modelli diversi simulano valori che tra loro possono avere differenze sino a 200 ppm (Friedlingstein *et al.*, 2006). Differenze di stima sono state riscontrate anche con l'utilizzo di modelli che simulano gli scenari relativi all'utilizzo di combustibili fossili (IPCC 2000b). È chiaro che capire meglio la risposta della variazione quantitativa del ciclo del carbonio nella biosfera è un aspetto cruciale per valutare gli effetti dell'aumento di CO_2 nell'atmosfera e per poter prevedere il riscaldamento globale.

Alle ricerche sulla capacità di sequestro del carbonio della biosfera va certamente attribuito il merito di aver posto l'esigenza di affrontare lo studio del suolo considerandolo come un ecosistema. Le indagini, infatti, nel tentativo di comprendere

l'entità e i processi che controllano la capacità del suolo di immagazzinare il carbonio e le potenziali risposte ai cambiamenti climatici, hanno dovuto considerare l'insieme delle interazioni del suolo con i fattori biotici (vegetazione, micro e macro fauna del suolo) ed abiotici (temperatura, umidità, uso del suolo) dell'ambiente, coinvolgendo discipline diverse e superando punti di vista tradizionalmente parziali. Così i contributi del pedologo, del microbiologo, del climatologo e dell'agronomo si sono combinati nello sforzo di cercare la soluzione di un rebus di difficile interpretazione.

Questo approccio ha prodotto risultati incoraggianti, sebbene la possibilità di formulare una teoria organica sulla capacità del suolo di fungere da sink per il carbonio è da considerarsi ancora prematura e questo nonostante le conseguenze delle attuali mancanze possano essere rilevanti (Tedeschi, 2007). Nel settembre 2005 Nature ha pubblicato uno studio che confrontava gli stock di carbonio nei primi 15 cm di suolo ottenuti con inventari ripetuti a distanza di 25 anni, in Inghilterra e nel Galles. Dal confronto è risultata una perdita di carbonio di eccezionale entità pari a 13 MtCO₂ eq, equivalenti al 9% delle emissioni di CO₂ dovuti ai processi industriali nel Regno Unito al 2005 (Bellamy *et al.*, 2005). Lo studio, che comprendeva suoli sottoposti a diversi usi, ipotizzava come causa delle perdite gli effetti del cambiamento climatico, in particolare dell'insieme degli aumenti di temperatura, concentrazione atmosferica di CO₂ e deposizioni azotate e delle variazioni dei regimi pluviometrici. Non si escludeva inoltre la possibilità che il tasso di decomposizione delle frazioni passive del carbonio del suolo, abbondanti nei suoli organici del Nord Europa, potesse essere stato sottostimato, sulla scorta dello studio di Knorr *et al.* (2005) che riportava tempi di turnover, per queste frazioni, più sensibili alle variazioni di temperatura rispetto alle frazioni labili, generalmente considerate di molto più reattive.

Questi dati, oltre a suscitare una riflessione necessaria sull'opportunità di tenere in più seria considerazione il ruolo del suolo nelle politiche di mitigazione del cambiamento climatico, dimostrano in pieno i limiti delle attuali conoscenze sulle dinamiche del carbonio nel suolo ed evidenziano una vulnerabilità inaspettata delle riserve del suolo. Nella teoria pedologica, infatti, è generalmente accettata la tesi che gran parte del carbonio sia pressoché inerte ed abbia la possibilità di restare immagazzinato nel suolo per centinaia e migliaia di anni.

Un'altra recente indicazione che riapre la discussione sulla presunta immobilità delle riserve di carbonio nel suolo si deve allo studio di Fontaine *et al.* (2007), pubblicato da Nature. L'autore ha dimostrato che l'apporto di sostanza organica fresca negli orizzonti profondi del suolo è in grado di determinare un aumento della decomposizione del carbonio organico stoccato a quelle profondità.

Fontaine è arrivato alla conclusione che il basso turnover del carbonio immagazzinato negli strati profondi del suolo dipenderebbe principalmente dalla scarsità di carbonio organico fresco (lettiera, essudati radicali). Questa ipotesi, per essere verificata, richiede innanzitutto l'esclusione dell'azione degli altri fattori che determinano gli elevati tempi di residenza del carbonio organico negli strati profondi del suolo, e cioè una diversa composizione chimica del carbonio organico, la stabilizzazione del carbonio dovuta alla formazione di complessi organo-minerali ed all'associazione con le argille, la scarsità di ossigeno e di conseguenza di microrganismi aerobici metabolicamente attivi (Tedeschi, 2007).

Ognuna di queste cause non trova riscontro nell'esperimento di Fontaine. L'esame alla risonanza magnetica nucleare, infatti, evidenzia una composizione chimica confrontabile tra le frazioni del carbonio recuperate negli strati 0-20 e 60-80 cm, mentre la formazione di chelati con ossidi ed idrossidi di ferro ed alluminio, confrontando gli stessi strati, aumenterebbe solo dell'8% in profondità, una percentuale insufficiente a spiegare le differenze di età del carbonio datato 320 ed 2560 anni, rispettivamente.

Anche con riferimento all'attività metabolica del suolo, mediante prove di incubazione di campioni di suolo con cellulosa marcata isotopicamente, è emerso che esistono comunità microbiche non quiescenti nello strato profondo, in grado di incrementare significativamente la respirazione basale del suolo, quindi i tassi di decomposizione del carbonio, quando sono disponibili sorgenti di carbonio fresco. L'analisi della CO₂ prodotta dalle prove di incubazione, evidenziava, inoltre, che la stimolazione della decomposizione riguardava non solo il substrato fresco aggiunto artificialmente al suolo ma anche le frazioni non marcate, quindi il carbonio organico naturalmente presente nel suolo, generando il cosiddetto "effetto innesco" o *priming effect*.

L'effetto innesco è un fenomeno, studiato tradizionalmente in relazione agli effetti sui suoli agrari dell'aggiunta di residui vegetali, per il quale sono state formulate

diverse ipotesi in passato senza che si sia mai arrivati a chiarirne completamente i meccanismi. Lo stesso autore aveva proposto spiegazioni legate alle dinamiche di popolazione delle comunità microbiche del suolo innescate da fenomeni di competizione per il substrato addizionale (Fontaine *et al.*, 2003) e successivamente, interpretazioni dovute alla numerosità e diversità funzionale delle comunità microbiche stesse (Fontaine *et al.*, 2003).

Nell'esperimento recente di Fontaine, sia l'effetto innesco che la biomassa microbica sono risultate diminuire progressivamente con l'esaurimento della cellulosa suggerendo che l'acquisizione di energia per le comunità microbiche derivante da questo substrato non è sufficiente a sostenerne l'attività biologica per lungo tempo. Questo porta a concludere che, esclusi gli altri fattori, un'aggiunta continua di carbonio organico fresco nelle profondità del suolo è in grado di sostenere la decomposizione del carbonio organico considerato passivo continuativamente e sul lungo termine (Tedeschi, 2007).

Le implicazioni di questo risultato possono essere rilevanti nel contesto della ricerca e delle politiche di mitigazione dedicate al cambiamento climatico.

Con il suo studio Fontaine ha contraddetto l'ipotesi comune che aumenti della temperatura del suolo dovuti all'intensificarsi dell'effetto serra siano in grado di determinare aumenti delle perdite di carbonio degli ecosistemi terrestri per l'effetto di stimolo sulla respirazione eterotrofa del suolo. Questo conferma quanto riportato da Fang *et al.* (2005) in un altro lavoro pubblicato su Nature nel quale si dimostra che la frazione della *SOM* recalcitrante ha la stessa sensibilità alla temperatura della frazione labile. Questi risultati ridimensionano il pericolo dell'innescarsi di potenziali feedback positivi tra emissione di CO₂ dal suolo e riscaldamento globale, fenomeno abbastanza allarmante considerando che il suolo rappresenta il più grande serbatoio di carbonio del pianeta.

Nella teoria eco-fisiologica, i risultati di Fontaine coinvolgono le interazioni tra produzione primaria e sostanza organica del suolo, facendo dedurre che la relazione tra le due grandezze potrebbe non essere sempre positiva dal momento che la produzione di radici fini morte ed essudati radicali può determinare una diminuzione del carbonio organico del suolo mediante lo stimolo della decomposizione della frazione recalcitrante della sostanza organica.

Questo aspetto ha riflessi a cascata anche sugli approcci attuali con i quali la vegetazione viene impiegata nelle politiche di mitigazione del cambiamento climatico. È noto infatti che il Protocollo di Kyoto ed i successivi accordi negoziali permettono ad ogni Paese firmatario di impiegare per la riduzione del proprio bilancio delle emissioni di gas serra, il *sink* di carbonio associato alle attività che determinano l'espansione della superficie forestale. Il cambiamento dell'uso del suolo verso la foresta (imboschimento e rimboschimento) è considerato, infatti in grado di aumentare lo stock di carbonio nella vegetazione e quindi di contribuire alla diminuzione dell'emissione di carbonio in atmosfera. La pratica dell'imboschimento, tuttavia, aumentando la distribuzione di carbonio fresco nella profondità del suolo attraverso l'azione di penetrazione delle radici, sarebbe in grado, secondo Fontaine, di mettere a rischio la stabilità del carbonio nel suolo con il risultato che l'accumulo epigeo di breve periodo intaccherebbe lo stoccaggio ipogeo di lunghissimo corso.

Questo varrebbe soprattutto se l'imboschimento prevedesse specie con sistemi radicali profondi come nel caso di vegetazione resistente alla siccità, una scelta che in certi contesti si rende necessaria come nelle aree a clima mediterraneo.

1.4.2. Incertezze nelle stime delle perdite di carbonio dal suolo

La respirazione rappresenta il fattore principale nel determinare lo scambio netto dell'ecosistema (*NEE*) (Valentini *et al.*, 2000). Lo studio dei processi respiratori ha ricevuto negli ultimi anni un'attenzione crescente nell'ambito degli studi dedicati alle dinamiche di scambio del carbonio tra ecosistemi terrestri ed atmosfera ma nonostante ciò la respirazione continua ad essere ad oggi un processo per molti aspetti poco conosciuto.

Sebbene si abbiano una certa quantità di informazioni sui fattori ambientali che controllano la respirazione (temperatura e umidità) non è chiaro come la quantità e la qualità del substrato agiscano sul processo e in che modo tutti i fattori interagiscano sulle dinamiche di perdita di carbonio dagli ecosistemi.

Il problema maggiore è legato alla eterogeneità biologica dei processi autotrofi ed eterotrofi che concorrono a generare le perdite di carbonio dell'ecosistema, i quali, a parità di fattori, possono presentare risposte funzionali differenti. È noto infatti che la respirazione dell'ecosistema comprende sia la respirazione degli organismi vegetali (autotrofa) che la respirazione del suolo, costituita a sua volta da processi autotrofi (respirazione radicale) ed eterotrofi (mineralizzazione della sostanza organica); negli ecosistemi forestali la respirazione del suolo contribuisce fino al 65% dell'emissione totale di carbonio.

Le difficoltà nel definire una base teorica di riferimento per la respirazione derivano da approcci sperimentali che nel passato sono stati finalizzati quasi esclusivamente a valutare il bilancio del carbonio degli ecosistemi. Gran parte di questi studi è stata effettuata infatti con l'obiettivo di contribuire a valutare la produttività netta dell'ecosistema e per questa finalità la respirazione, in particolare quella del suolo, veniva misurata complessivamente, senza l'esigenza di separare il flusso delle varie componenti e senza chiarire le dinamiche e l'interazione dei vari fattori biotici ed abiotici che influiscono sul processo. Questo ha determinato che la maggior parte dei modelli sviluppati avesse un carattere prettamente empirico (il modello più diffuso prevede la dipendenza della respirazione dalla temperatura del suolo) e forti limitazioni nei tentativi di spazializzazione delle stime o di applicazione in ecosistemi diversi da quelli per i quali erano stato definiti.

Lo sforzo di separare le componenti autotrofe e eterotrofe della respirazione, in particolare del suolo, è relativamente recente e si auspica che possano essere presto disponibili maggiori dati per l'elaborazione e validazione di modelli su base funzionale che migliorino l'attuale capacità previsionale sulle perdite di carbonio dal suolo.

A questo proposito, grazie soprattutto agli avanzamenti ottenuti nei metodi sperimentali sono stati ottenuti alcuni interessanti risultati.

Un punto comune che caratterizza questi contributi fa riferimento al fatto che le proporzioni relative delle componenti autotrofe ed eterotrofe della respirazione del suolo possono essere molto variabili e non necessariamente costanti durante le stagioni.

La respirazione autotrofa costituisce dal 31% al 44% della respirazione del suolo ed ha un andamento stagionale da cui emerge una minore sensibilità, rispetto alla componente eterotrofa, alle variazioni di umidità (Scott-Denton *et al.*, 2006).

Cisnerol-Dozal *et al.* (2006) in un querceto misto del Tennessee, mediante l'analisi delle firme isotopiche del ^{14}C hanno dimostrato che la respirazione eterotrofa, in particolare la respirazione della lettiera, costituisce la maggior parte della respirazione del suolo durante la stagione vegetativa, con variazioni stagionali che riflettono la disponibilità di lettiera ed il suo contenuto idrico. Non osservano nessuna dinamica stagionale per la respirazione autotrofa che raggiunge il suo massimo contributo nelle condizioni minime di flusso.

Shuur e Trumbore (2006), mediante la determinazione del decadimento degli isotopi radioattivi del carbonio in popolamenti di *Picea mariana* in Alaska, hanno osservato un contributo della respirazione eterotrofa pari al 47- 63% rispetto a quella autotrofa.

Sebbene i risultati siano stati ottenuti con tecniche diverse, è assodato che la respirazione autotrofa radicale dipende fundamentalmente dalla quantità di nutrienti disponibili nel suolo da cui dipendono tutte le attività metaboliche delle pianta. Gli studi convergono inoltre nel considerare la respirazione eterotrofa come strettamente correlata alla temperatura e all'umidità del suolo ed alla disponibilità di substrato. E' stata anche dimostrata l'esistenza di dinamiche di breve e lungo periodo della componente sia autotrofa sia eterotrofa della respirazione del suolo (Rey *et al.*, 2002; Carlisle *et al.*, 2006).

Davidson *et al.* (2006) attraverso una riflessione teorica sulla sensibilità della respirazione alla variabilità della temperatura hanno evidenziato l'importanza di distinguere un effetto diretto della temperatura, dell'umidità e della disponibilità di substrato sulla respirazione, dall'effetto che le stesse variabili climatiche esercitano indirettamente sulla disponibilità del substrato stesso. Questa riflessione è un contributo al tentativo di sviluppare una base teorica per la definizione di modelli a base funzionale che riconcilia inoltre alcune evidenze sperimentali quali la difficoltà di correlare la respirazione all'umidità del suolo sotto certe soglie di contenuto idrico del suolo stesso.

Una particolare attenzione è stata riservata al ruolo dei carboidrati di riserva, una componente della produttività della pianta tradizionalmente poco considerata negli studi dedicati al bilancio del carbonio dell'ecosistema.

Cisnerol-Dozal *et al.* (2006) ha riportato che la firma isotopica del carbonio respirato dalle radici presenta delle variazioni all'inizio ed alla fine del periodo vegetativo che possono essere spiegate ipotizzando uno *switch* tra le sorgenti di carbonio utilizzate nella respirazione autotrofa da carboidrati di riserva a prodotti recenti della fotosintesi.

Shuur e Trumbore (2006) hanno dimostrato che la firma isotopica del carbonio emesso dalla respirazione di radici escisse è più vecchio di quello recentemente fotosintetizzato il che porta a concludere che probabilmente il substrato respirato dalle radici è stato "riciclato" a partire dai carboidrati di riserva.

Per quanto riguarda la respirazione eterotrofa, gli spunti maggiormente interessanti, derivati dagli studi più recenti, hanno fatto riferimento alla possibilità di chiarire la natura dei processi che controllano i tempi di turnover delle frazioni del carbonio organico del suolo.

Trumbore *et al.* (2006) confrontando in due siti sperimentali in Amazzonia Orientale la firma isotopica del C-CO₂ presente nella porosità del suolo e dei tessuti delle radici fini ha sostenuto che una porzione delle radici fini morte e quindi in decomposizione rimanga nei pools della sostanza organica del suolo per un tempo maggiore di quello previsto deducendo quindi che le radici fini abbiano un tempo di turnover superiore a quello generalmente assunto.

L'attuale conoscenza dei processi di decomposizione è in genere legata all'assunzione empirica che le frazioni del carbonio organico del suolo costituiscono due comparti che, sulla base della cinetica di reazione, sono distinti in "labile" e "recalcitrante".

Si è guardato con interesse ad alcuni studi che mostrano come le comunità microbiche siano in grado di utilizzare substrati di carbonio considerati normalmente inerti e che la sensibilità alla temperatura delle componenti *SOM* considerate meno reattive possa essere superiore rispetto a quelle cui si attribuisce maggiore reattività, a dimostrazione che molti aspetti del fenomeno sono ancora poco chiari (Tedeschi, 2006).

Si può concludere affermando che la ricerca sui flussi di CO₂ dal suolo all'atmosfera è in una fase in cui i metodi sono maturi per superare l'approccio classico delle misure del flusso di CO₂ emesso "tal quale" dal suolo ed indirizzare gli sforzi verso studi che chiariscano gli aspetti funzionali dei processi coinvolti nella respirazione del suolo con l'obiettivo ultimo di superare il carattere empirico dei modelli attraverso per esempio l'introduzione di nuovi fattori come i controlli enzimatici.

1.5. Cambiamento dell'uso del suolo e *stock* di carbonio

Storicamente la messa a coltura delle terre ed il disturbo degli ecosistemi naturali ha determinato una perdita globale di C dal suolo da 40 a 90 Pg (Lal, 1999).

Per le foreste si stima una capacità *carbon sink* pari a circa 1-2 Pg C y⁻¹ (IPCC, 1997) , il potenziale economico per questa categoria di uso del suolo è simile a quello del sequestro in agricoltura di carbonio (IPCC WGIII, 2007).

A livello globale gli ecosistemi terrestri sono considerati *sinks* per il carbonio atmosferico ma è evidente che la variabilità dei processi di scambio del carbonio tra ecosistemi terrestri ed atmosfera attribuisce a questa potenzialità ampi margini di incertezza complicando la possibilità di prevedere con sufficiente accuratezza l'effetto del cambiamento dell'uso del suolo sulla capacità *carbon sink* degli ecosistemi terrestri.

E' comunque dimostrato che il cambiamento dell'uso del suolo ha un sensibile effetto sullo *stock* del carbonio (Guo and Gifford 2002). Una serie di studi hanno mostrato le variazioni quantitative del ciclo del carbonio nel lungo periodo determinate dall'uso del suolo (Smith *et al.* 2008). Ulteriori studi sono necessari per capire i dettagli dei processi coinvolti nella perdita di carbonio; recenti studi condotti con l'ausilio di modelli hanno analizzato l'impatto dei cambiamenti climatici sul *carbon sink* in Europa. La sostituzione dell'uso del suolo sembra avere riflessi sulla quantità di *SOM* così come il cambiamento climatico (Smith *et al.*, 2005).

Con gli esperimenti nel lungo periodo si è dimostrato che la conversione da foresta o da pascolo a un terreno coltivato determina un significativo aumento del rilascio di carbonio dal suolo. La conversione da foresta a pascolo invece non influisce

sul contenuto in *SOM* (Guo and Gifford, 2002). A livello globale è prevista comunque una riduzione del carbonio totale contenuto negli ecosistemi. In Brasile, per gli ecosistemi naturali, è stato dimostrato che, pur essendo elevata la perdita di carbonio dagli ecosistemi, non cambia il contenuto di carbonio del suolo (Smith *et al.*, 1999).

Altre ricerche hanno evidenziato che la deforestazione, determinata dal taglio degli alberi o dagli incendi, ha determinato solo il 10% di perdita del carbonio totale dell'ecosistema (Smith *et al.*, 1999). Un elevato rilascio di carbonio può avvenire rompendo gli equilibri ecologici nei suoli naturali che hanno un elevato contenuto di sostanza organica; è il tipico caso delle torbiere. Questi suoli hanno un alto contenuto di carbonio, quantificato, a livello globale in 329-525 Pg di C, pari a 15-35 % del carbonio terrestre totale (Maltby and Immerzi, 1993) di cui 70 Pg sono presenti nei tropici. Studi condotti su torbiere coltivate, condotti in Europa, mostrano che il passaggio da suolo naturale a suolo coltivato determina un rilascio di carbonio, causato da processi ossidativi, il cui valore oscilla tra i 0,8 e i 8,3 t di C ha⁻¹ y⁻¹ (Maljanen *et al.*, 2004). La quantità di rilascio di carbonio per messa a coltura delle torbiere è quindi molto elevato ed il controllo del cambiamento dell'uso del suolo in questi ecosistemi riveste una notevole importanza a scala globale.

In sintesi, si ha una perdita di carbonio dal suolo quando si mettono a coltura le superfici forestali, o altri suoli naturali, o quando si converto a seminativi i pascoli.

A livello planetario grosse perdite di *carbon sink* si hanno con la cementificazioni delle superfici naturali o agrarie come effetto soprattutto delle espansioni urbane.

La quantità di carbonio contenuto nel suolo aumenta quando si ripristina l'utilizzo a pascolo di un suolo e con la rinaturalizzazione dei suoli agrari.

Dove il suolo è coltivato alcune gestioni agronomiche possono favorire il *carbon sink* del suolo come l'interramento dei residui o la riduzione delle lavorazioni (Smith, 2008).

Il più efficace sistema per limitare l'aumento delle emissioni globali di carbonio dal suolo potrebbe essere evitare di convertire i suoli naturali a suoli agrari, ma con la crescita della popolazione e con il conseguente aumento della domanda di beni alimentari, è previsto che per i prossimi anni molte aree naturali saranno convertite in

aree agricole (Smith and Trines, 2007). Questo andamento è in forte crescita soprattutto nei paesi in via di sviluppo dove si assiste anche ad un aumento del consumo di terre arabili determinato dall'espansione dei grandi centri urbani.

Una possibile soluzione al problema dell'aumento della domanda di beni alimentari può essere data dall'aumento della produttività dei suoli agrari già esistenti (Vlek et al, 2004). Questo rimedio si concilierebbe con l'adozione delle tecniche agronomiche che riducono le perdite di carbonio del suolo.

Emerge quindi che l'effetto del cambiamento dell'uso del suolo sul ciclo del carbonio è un importante e complesso aspetto che deve essere approfondito nell'ambito dello studio delle cause e dei rimedi all'aumento della concentrazione di CO₂ atmosferica.

1.6. Il *carbon sink* dei suoli agrari

Il contenuto di carbonio del suolo è suscettibile di variazioni a seconda della conduzione agronomica. Le migliori pratiche agronomiche per l'accumulo di sostanza organica devono essere adottate con costanza nel tempo. E' stato dimostrato che, se viene interrotta l'adozione delle gestioni che permettono un aumento del contenuto di carbonio del suolo, la quantità di carbonio stoccata viene completamente persa e con una velocità maggiore dell'accumulo (Smith *et al.*, 1996). Per fare in modo che il *carbon sink* del suolo aumenti è necessario preservare la quantità di carbonio già immagazzinato. Il Protocollo di Kyoto prevede che le conversione degli usi del suolo a sistemi che riducono la quantità di carbonio nel suolo siano disincentivati; viceversa è previsto il meccanismo "*sink reversibility*" tramite il quale la conversione dell'uso del suolo a un sistema che consente un aumento del contenuto di sostanza organica comporta il rilascio di crediti di carbonio (IPCC 2000a).

Il *carbon sink* aumenta molto velocemente subito dopo la conversione dell'uso del suolo a sistemi più conservativi ma in caso di afforestazione può anche decrescere per un effetto del disturbo degli strati più profondi di suolo determinato dall'espansione degli apparati radicali.

Col passare del tempo la frazione di carbonio che passa dall'atmosfera al suolo diminuisce fino a raggiungere una situazione di equilibrio in cui lo scambio netto di carbonio è pari a zero, questo stadio è definito come stato di saturazione (*sink saturation*) (IPCC 2000a).

Per arrivare allo stato di saturazione è necessario un tempo variabile. Nelle zone temperate la saturazione viene raggiunta circa 100 anni dopo la conversione (Smith *et al.*, 1996) mentre i suoli tropicali raggiungono questo stato molto più rapidamente. Le regioni boreali sono quelle in cui per il raggiungimento dello stato di equilibrio sono necessari i tempi più lunghi, nell'ordine di diversi secoli (Smith, 2008). Nelle linee guida dell'IPCC ai fini degli inventari nazionali che ogni paese firmatario del Protocollo di Kyoto è chiamato a redigere, convenzionalmente viene indicato il tempo di 20 anni per il raggiungimento di un nuovo equilibrio a seguito del cambiamento dell'uso del suolo.

Uno fra gli aspetti più importanti da tenere in considerazione nella valutazione del ciclo del carbonio nei suoli agrari è il *trade-off* tra diverse fonti di CO₂. Per esempio le emissioni derivanti dalla produzione di fertilizzanti sono compensate dall'aumento del *carbon sink* del suolo associato all'utilizzo degli stessi fertilizzanti (Schlesinger, 1999). Inoltre, altri studi indicano che l'utilizzo dei fertilizzanti aumenta la produttività delle terre coltivate e quindi limita la conversione dei suoli naturali a suoli agrari; l'utilizzo dei fertilizzanti può essere visto quindi come una soluzione all'aumento della domanda di beni alimentari e può essere considerato come una pratica che aumenta indirettamente il *carbon sink* del suolo (Vlek *et al.*, 2004).

1.7. Difficoltà nell'implementazione delle strategie di aumento del *carbon sink* del suolo

Una serie di ostacoli impediscono l'attuazione delle strategie per aumentare il *carbon sink* del suolo.

Sono state definite 5 categorie di ostacoli (Smith and Trines, 2007): barriere economiche, rischi, barriere politiche e burocratiche, barriere logistiche, barriere socioculturali.

Le barriere economiche sono date dai prezzi di mercato dei terreni (un suolo forestale ha spesso un valore più basso di uno agrario), dall'aumento della popolazione, dall'incremento della povertà e dai costi di conversione dell'uso del suolo. Sono un ostacolo economico anche le spese per il monitoraggio del cambiamento dell'uso del suolo; questo è uno dei motivi per i quali spesso alle leggi e normative, che mirano a favorire lo sviluppo di sistemi colturali che aumentano il *carbon sink* del suolo, non seguono i relativi provvedimenti attuativi.

I costi determinati dall'attuazione delle leggi finalizzate al contenimento delle emissioni possono essere abbattuti con la redazione di linee guida di facile comprensione dagli operatori incaricati a elargire i contributi ai proprietari delle terre, e ottimizzando le fasi di monitoraggio e catalogazione dei suoli.

Il trasferimento dei fondi a sostegno delle politiche di contenimento delle emissioni comporta a sua volta delle spese. Si è constatato che la spesa sostenuta per il versamento del denaro ai proprietari, beneficiari degli incentivi per convertire i suoli a sistemi che aumentano il *carbon sink*, aumenta tanto più elevata è la polverizzazione delle terre. Nei paesi sviluppati il fenomeno della polverizzazione delle terre è molto frequente e si stima che i costi che ne derivano siano pari al 25% del prezzo di mercato del carbonio (Smith et al, 2007b). L'associazionismo degli imprenditori può porre un rimedio a questo ostacolo costituendo un capitale sociale alimentato dai contributi governativi che viene ridistribuito fra i soci. Nei paesi sviluppati spesso vengono istituite delle associazioni di categoria che possono avere un ruolo strategico nell'attuazione delle politiche di riduzione delle emissioni. In queste associazioni

esistono dei sistemi di amministrazione consolidati tramite i quali sarebbero facili le operazioni di distribuzione dei contributi ad ogni singolo proprietario.

I rischi sono determinati dall'incertezza, che caratterizza la conversione dell'uso del suolo, sulla permanenza del carbonio stoccato. Nella conversione dell'uso del suolo da agricolo a forestale si possono verificare, nel breve periodo, delle perdite di carbonio causate dal disturbo degli strati di suolo più profondi che non erano interessati alle lavorazioni. Per avere l'aumento del *carbon sink* è necessario che il suolo non venga ulteriormente disturbato per diversi decenni. Per avvenire ciò è fondamentale che le condizioni socio-politiche rimangano stabili.

Il lento aumento del *carbon sink* del suolo, la rapida mineralizzazione della sostanza organica accumulata nel breve periodo, la possibilità di perdita per lisciviazione del carbonio determinano un certo scetticismo fra gli *stakeholder*. Questa diffidenza può essere superata con una corretta informazione attraverso la quale si deve enfatizzare che l'aumento della sostanza organica del suolo è un processo lento i cui benefici si hanno nel lungo periodo.

Le barriere politiche e burocratiche sono costituite dalla poca chiarezza che spesso caratterizza le leggi e le normative finalizzate a contenere le emissioni. Questo è il motivo per cui capita frequentemente che le leggi non vengano rispettate. Un ulteriore problema è il disinteresse diffuso fra i politici verso il problema dei cambiamenti climatici determinata dalla complessità della tematica.

Gli ostacoli logistici sono costituiti dalla difficoltà di individuare e reperire i proprietari delle terre e dall'impedimento di accedere nelle zone impervie. Quest'ultimo problema determina l'impossibilità di condurre i monitoraggi e di avere dati certi sulle estensioni delle superfici utili ai fini del computo dei *sinks* di carbonio.

Le barriere sociali e culturali sono il più importante problema che i legislatori devono tener presente nel formulare le leggi. Spesso si è riscontrato che difficilmente gli *stakeholder* sono sensibili al problema delle perdite di C dal suolo e hanno dimostrato scarso interesse ad adottare le opzioni gestionali che favoriscono l'aumento del *carbon sink* del suolo (Smith, 2008).

Nel formulare le leggi per contenere le emissioni di CO₂ un aspetto importante che i legislatori devono prendere in considerazione è la competizione fra i vari usi del

suolo. E' importante che l'uso agrario del suolo e le foreste non siano considerati come delle scelte gestionali contrapposte. Anche i suoli agrari devono essere considerati come *sinks* di carbonio e deve essere considerata di fondamentale importanza la scelta delle gestioni agronomiche che portano all'aumento della produttività da cui deriva l'incremento sia diretto che indiretto della sostanza organica del suolo.

Determinate situazioni sociali possono influenzare la scelta del sistema colturale. Dove l'adozione delle misure di contenimento delle emissioni di CO₂ comporta la sostituzione di colture tradizionali è molto importante l'istruzione degli agricoltori e favorire la loro sensibilizzazione ai problemi derivanti dall'aumento di CO₂ nell'atmosfera.

Gli ostacoli economici sono il fattore limitante più importante nell'implementazione delle strategie di mitigazione. Ci sono molte aree in cui c'è malnutrizione e a livello globale la popolazione è in crescita. Nei paesi in via di sviluppo molti agricoltori sono poveri e quella agricola è spesso l'unica attività di sostentamento (Conway and Toenniessen, 1999). In queste realtà il miglioramento della capacità *carbon sink* del suolo non è quindi l'obiettivo prioritario delle politiche di gestione del suolo ma il miglioramento delle tecniche agronomiche comporta l'aumento della fertilità quindi un incremento del contenuto di sostanza organica del suolo.

Migliorare la produttività dei suoli quindi oltre a limitare l'estensione degli usi suolo ad agricoli comporta anche un effetto diretto sull'accumulo di carbonio nel suolo. In questo modo la lotta alla denutrizione e miglioramento del *carbon sink* possono essere conciliabili (Smith *et al.* 2007b).

Le politiche macro economiche che portano a ridurre il debito pubblico e la povertà dei paesi in via di sviluppo possono ridurre le barriere all'implementazione delle strategie di controllo dell'alterazione della composizione dell'atmosfera. Gli agricoltori saranno sensibili alle problematiche di emissione di carbonio in atmosfera solo quando non saranno più nella condizione di povertà.

Politiche economiche adeguate possono portare al raggiungimento di questo obiettivo. Le politiche economiche non devono supportare lo sviluppo a livello locale ma, considerando un sistema globale, devono mirare ad abbassare il debito pubblico, ridurre la povertà e favorire lo sviluppo economico sostenibile.

Si calcola che il riscaldamento mondiale, alla fine del secolo, comporterà un costo dal 5 al 20% del *GDP* ogni anno (Stern, 2006).

Dai suoli agrari dei paesi in via di sviluppo dipende il 70% del potenziale di sequestro di carbonio globale. Trasferire i contributi per il sostegno dell'agricoltura dai paesi sviluppati alle aree in via di sviluppo potrebbe essere una soluzione per limitare i costi derivanti dal riscaldamento globale che potrebbero esserci in futuro.

1.8. Conclusioni

Il cambiamento dell'uso del suolo ha effetti importanti sulla capacità di sequestro di carbonio della biosfera. Gestioni del suolo accurate riducono la concentrazione di carbonio nell'atmosfera. L'aumento del *carbon sink* del suolo non può risolvere da solo il problema dell'aumento di *GHGs* in atmosfera. Le contromisure riguardo all'aumento delle emissioni devono essere sviluppate soprattutto nell'ambito delle attività umane che traggono le più alte quantità di energia dai combustibili fossili.

Per implementare le strategie di mitigazione sono necessari degli interventi in ambito sociale ed economico. Il *carbon sink* del suolo deve essere visto in un sistema complesso costituito anche da aspetti culturali ed economici.

Si è constatato che al cambiamento climatico seguono altri effetti sull'ambiente come la perdita di biodiversità, la desertificazione e l'abbassamento della qualità di vita della popolazione (IPCC, 2007). E' chiaro quindi che, nell'affrontare la scelta delle strategie di mitigazione, bisogna adottare un approccio multidisciplinare col quale ogni singolo aspetto deve essere analizzato in un sistema complesso in cui si intrecciano diverse problematiche.

La chiave per realizzare le strategie di aumento del sequestro di carbonio nel suolo, è massimizzare il numero di *stakeholder* che ne trarranno un vantaggio. Una possibilità per determinare l'accettazione socioculturale delle disposizioni per favorire il *carbon sink* è la compensazione dei costi, soprattutto quando questi sono sostenuti dalle popolazioni delle aree svantaggiate. I migliori interventi sono quelli che, oltre a favorire il *carbon sink*, determinano anche un incremento della fertilità del suolo, riducono l'erosione del suolo e ne aumentano la produttività.

I provvedimenti politici hanno effetto quando incoraggiano l'adozione di misure di mitigazione attraverso il sostegno economico (Smith, 2008). In questo modo si determina anche una certa rapidità nella messa in atto delle disposizioni (Smith and Powlson, 2003).

Le strategie di aumento del sequestro del carbonio devono essere considerate come delle misure di sostenibilità ambientale a tutti gli effetti. I provvedimenti politici che incoraggiano la sostenibilità ambientale hanno un impatto maggiore nei paesi in via di sviluppo. Le attuali politiche macroeconomiche sono spesso in contrasto con le politiche che mirano alla sostenibilità ambientale (Smith, 2008). Le politiche economiche devono incoraggiare il libero mercato e favorire l'autosufficienza dei paesi in via di sviluppo. Superando i problemi legati alla povertà si potranno mettere in pratica le misure di controllo delle emissioni di CO₂ (Trines *et al.*, 2006; Smith and Trines, 2007).

Con il presente lavoro di tesi si è voluto chiarire come diverse gestioni del suolo influiscano sulle perdite di carbonio per mineralizzazione della sostanza organica. I sistemi colturali studiati sono stati due vigneti con diversa gestione agronomica dell'interfila, un pascolo ed un erbaio in cui mediamente ogni sei anni si ha la semina ad erbaio o la destinazione a pascolo secondo due rotazioni complementari. I pascoli sono gestioni del suolo molto diffuse nel bacino del mediterraneo e caratterizzano un tipo di agricoltura estensiva, quasi di sussistenza. I vigneti sono invece dei sistemi colturali ad alto reddito che caratterizzano sistemi agricoli appartenenti a filiere i cui prodotti sono spesso destinati ad un mercato di élite.

Uno degli obiettivi dello studio è stato quindi confrontare le perdite di carbonio fra due forme di agricoltura: intensiva, i vigneti, ed estensiva, i pascoli. L'erbaio, rispetto al pascolo, è caratterizzato da una maggiore produttività di foraggio. La semina ad erbaio comporta anche una maggiore apporto al suolo di sostanza organica derivante dai residui vegetali e l'applicazione della tecnica agronomica condiziona i processi di mineralizzazione. Dal confronto fra l'erbaio ed il pascolo si sono potuti studiare i processi di mineralizzazione in usi del suolo appartenenti allo stesso sistema agrario ma con differenti livelli produttivi.

L'articolo 3.4 del Protocollo di Kyoto prevede che i sistemi agrari possano essere computati ai fini del mercato dei crediti di carbonio. Il lavoro di ricerca della presente tesi ha avuto l'obiettivo di studiare il processo di mineralizzazione della sostanza organica del suolo ed i fattori ad esso correlati con lo scopo di ampliare le conoscenze sulla capacità *carbon sink* dei suoli che, assieme ad altri studi tra cui quelli di natura economica e sociologica, dovranno fornire gli strumenti necessari per la formulazione delle strategie di mitigazione dei cambiamenti climatici.

1.9. Bibliografia

Alberti G, Delle Vedove G, Zuliani M, Peressotti A, Castaldi S, Zerbi G (2010) Changes in CO₂ emissions after crop conversion from continuous maize to alfalfa Agriculture, Ecosystems and Environment 136: 139–147.

Batjes NH (1996) Total carbon and nitrogen in the soils of the world. Eur J Soil Sci 47: 151-163

Bellamy PH, Loveland PJ, Bradley RI, Lark RM, Kirk GJD (2005). Carbon losses from all soils across England and Wales 1978-2003. Nature 437: 245-248.

Carlisle EA, Steenwerth KL, Smart DR (2006) Effects of land use on soil respiration: conversion of oak woodlands to vineyards. Journal of Environment Quality, 35: 1396–1404.

Cisnerol-Dozal LM, Trumbore S, Hanson PJ (2006). Partitioning sources of soil-respired CO₂ and their seasonal variation using a unique radiocarbon tracer. Global Change Biology 12: 194-204.

Conway G, Toenniessen G (1999) Feeding the world in the twenty-first century. Nature 402: C55–C58

Cox PM, Betts RA, Jones CD, Spall SA, Totterdell IJ (2000) Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. Nature 408: 184–187

Davidson EA, Janssens IA, Luo Y (2006). On the variability of respiration in terrestrial ecosystems: moving beyond Q₁₀. Global Change Biology 12: 154-164.

Dawson JJC, Smith P (2007) Carbon losses from soil and its consequences for land management. Science of the Total Environment. 10.1016/j.scitotenv.2007.03.023

Fang C, Smith P, Moncrieff J B and Smith J U (2005). Similar response of labile and resistant soil organic matter pools to changes in temperature. *Nature* 433: 57-59.

Fontaine S, Mariotti A, Abbadie L (2003). The priming effect of organic matter: a question of microbial competition? *Soil Biology & Biochemistry* 35: 837-843.

Fontaine S, Barot S, Barrè P, Bdioui N, Mary B, Rumpel C (2007). Stability of organic carbon in deep soil layers controlled by fresh organic carbon supply. *Nature* 450: 277-281.

Franzluebbers AJ (2005) Soil organic carbon sequestration and agricultural greenhouse gas emissions in the southeastern USA. *Soil & Tillage Research* 83: 120–147.

Freibauer A, Rounsevell M, Smith P, Verhagen A (2004) Carbon sequestration in the agricultural soils of Europe. *Geoderma* 122: 1–23

Friedlingstein P, Cox P, Betts R, Bopp L, Von Bloh W, Brovkin V, Cadule P, Doney S, Eby M, Fung I, Bala G, John J, Jones C, Joos F, Kato T, Kawamiya M, Knorr W, Lindsay K, Matthews HD, Raddatz T, Rayner P, Reick C, Roeckner E, Schnitzler KG, Schnur R, Strassmann K, Weaver AJ, Yoshikawa C, Zeng N (2006) Climate-carbon cycle feedback analysis: results from the (CMIP)-M-4 model intercomparison. *J Climate* 19: 3337–3353

Guo LB, Gifford RM (2002) Soil carbon *stocks* and land use change: a meta analysis. *Global Change Biol* 8: 345–360 IGBP (International Geosphere-Biosphere Programme)

IPCC (1997) IPCC (Revised 1996) Guidelines for national greenhouse gas inventories. Workbook. Intergovernmental Panel on Climate Change, Paris

IPCC (2000a) Special report on land use, land use change, and forestry. Cambridge University Press, Cambridge, UK

IPCC (2000b) Special report on emissions scenarios. Cambridge University Press, Cambridge, UK

IPCC (2001) Climate change: the scientific basis. Cambridge University Press, Cambridge, UK

IPCC WGIII (2007) Summary for policy makers. Working Group III contribution to the Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report. Climate Change 2007: Mitigation of Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge

Knorr W, Prentice IC, House JI, Holland EA (2005). Long-term sensitivity of soil carbon turnover to warming. *Nature* 433: 298-301.

Lal R (1999) Soil management and restoration for C sequestration to mitigate the accelerated greenhouse effect. *Prog Environ Sci* 1: 307–326

Lal R (2001) Potential of desertification control to sequester carbon and mitigate the greenhouse effect. *Clim Change* 15: 35–72

Lal R (2004) Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma* 123: 1-22

Lal R, Kimble JM, Follet RF, Cole CV (1998) The potential of U.S. cropland to sequester carbon and mitigate the greenhouse effect. Ann Arbor Press, Chelsea, MI

Maljanen M, Komulainen VM, Hytonen J, Martikainen P, Laine J (2004) Carbon dioxide, nitrous oxide and methane dynamics in boreal organic agricultural soils with different soil characteristics. *Soil Biol Biochem* 36: 1801–1808

Maltby E, Immirzi CP (1993) Carbon dynamics in peatlands and other wetlands soils: regional and global perspective. *Chemosphere* 27: 999–1023

Robertson GP, Paul EA, Harwood RR (2000) Greenhouse gases in intensive agriculture: contributions of individual gases to the radiative forcing of the atmosphere. *Science* 289: 1922–1925

Schimel DS, House JI, Hibbard KA, Bousquet P, Ciais P, Peylin P, Braswell BH, Apps MJ, Baker D, Bondeau A, Canadell J, Churkina G, Cramer W, Denning AS, Field CB, Friedlingstein P, Goodale C, Heimann M, Houghton RA, Melillo JM, Moore B, Murdiyarso D, Noble I, Pacala SW, Prentice IC, Raupach MR, Rayner PJ, Scholes RJ, Steffen WL, Wirth C (2001) Recent patterns and mechanisms of carbon exchange by terrestrial ecosystems. *Nature* 414: 169–172

Schlesinger WH (1999) Carbon sequestration in soils. *Science* 284: 2095

Scott-Denton L, Rosenstiel L, Monson RK (2006). Differential controls by climate and substrate over the heterotrophic and rizo-spheric components of soil respiration. *Global Change Biology* 12: 205-216.

Sheng H, Yang Y, Yang Z, Chen G, Xie J, Guo J and Zou S. (2010) The dynamic response of soil respiration to land-use changes in subtropical China. *Global Change Biology* 16: 1107–1121

Shuur E, Trumbore S (2006). Partitioning sources of soil respiration in boreal black spruce forest using radiocarbon. *Global Change Biology* 12: 165-176.

Smith JU, Smith P, Wattenbach M, Zaehle S, Hiederer R, Jones RJA, Montanarella L, Rounsevell M, Reginster I, Ewert F (2005) Projected changes in mineral soil carbon of European croplands and grasslands, 1990–2080. *Global Change Biol* 11: 2141–2152

Smith P (2004) Soils as carbon sinks – the global context. *Soil Use Manage* 20: 212–218

Smith P (2008) Land use change and soil organic carbon dynamics. *Land use change and soil organic carbon dynamics* 81: 169–178

Smith P, Powlson DS (2003) Sustainability of soil management practices – a global perspective. In: Abbott LK, Murphy DV (eds) *Soil biological fertility – A key to sustainable land use in agriculture*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, pp 241–254

Smith P, Trines E (2007) Agricultural measures for mitigating climate change: will the barriers prevent any benefits to developing countries? *Int J Agric Sust* 4: 173–175

Smith P, Powlson DS, Glendining MJ (1996) Establishing a European soil organic matter network (SOMNET). In: Powlson DS, Smith P, Smith JU (eds) *Evaluation of soil organic matter models using existing, long-term datasets*, NATO ASI Series I, vol. 38. Springer-Verlag, Berlin, pp 81–98

Smith P, Falloon P, Coleman K, Smith JU, Piccolo M, Cerri CC, Bernoux M, Jenkinson DS, Ingram JSI, Szabo J, Pa'sztor L (1999) Modelling soil carbon dynamics in tropical ecosystems. In: Lal R, Kimble JM, Follett RF, Stewart BA (eds) *Global climate change and tropical soils*. *Adv Soil Sci* 341–364

Smith P, Powlson DS, Smith JU, Falloon PD, Coleman K (2000) Meeting Europe's climate change commitments: quantitative estimates of the potential for carbon mitigation by agriculture. *Global Change Biol* 6: 525–539

Smith P, Goulding KW, Smith KA, Powlson DS, Smith JU, Falloon P, Coleman K (2001) Enhancing the carbon sink in European agricultural soils: including trace gas fluxes in estimates of carbon mitigation potential. *Nutr Cycl Agroecosyst* 60: 237–252

Smith P, Martino D, Cai Z et al (2008) Greenhouse gas mitigation in agriculture. *Phil. Trans. R. Soc. B* February 27, 363: 789-813

Smith P, Martino D, Cai Z et al (2007b) Policy and technological constraints to implementation of greenhouse gas mitigation options in agriculture. *Agric Ecosyst Environ* 118: 6–28

Stern N (2006) Stern review: the economics of climate change. Available at: <http://www.sternreview.org.uk>

Tedeschi V, 2006. Le perdite di carbonio attraverso i processi respiratori negli ecosistemi terrestri: alcuni recenti risultati. *Forest@* 3 (3): 317-319. [online] URL: <http://www.sisef.it/>

Tedeschi V (2007). Nuove indicazioni sui processi che controllano la capacità di accumulo di carbonio nel suolo. *Forest@* 4 (4): 348-350. [online] URL: <http://www.sisef.it/forest@/>.

Trines E, Ho`hne N, Jung M, Skutsch M, Petsonk A, Silva-Chavez G, Smith P, Nabuurs GJ, Verweij P, Schlamadinger B (2006) Integrating agriculture, forestry, and other land use in future climate regimes: methodological issues and policy options. Netherlands Environmental Assessment Agency, Climate Change - Scientific Assessment And Policy Analysis. Report 500102 002, 154 pp

Trumbore S, Da Costa ES, Nepstad DC, et al. (2006). Dynamics of fine root carbon in Amazonian tropical ecosystems and the contribution of roots to soil respiration. *Global Change Biology* 12: 217-229.

Valentini R, Matteucci G, Dolmann AJ (2000). Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. *Nature* 404: 861-865.

Vlek PLG, Rodri´guez-Kuhl G, Sommer R (2004) Energy use and CO₂ production in tropical agriculture and means and strategies for reduction or mitigation. *Environ Dev Sust* 6: 213–233

2. IMPATTO DEI CAMBIAMENTI DEI SISTEMI COLTURALI SULLE DINAMICHE DELLA RESPIRAZIONE ETERTROFA DEL SUOLO IN UN AGRO ECOSISTEMA MEDITERRANEO

(THE DYNAMIC RESPONSE OF SOIL HETEROTROPHIC RESPIRATION TO LAND USE CHANGES IN A MEDITERRANEAN AGROECOSYSTEM)

2.1. Introduzione

Il *carbon sink* del suolo è fortemente condizionato dal tipo di coltura, (Franzluebbers, 2005) il cui cambiamento determina, nel breve periodo, sensibili variazioni del bilancio del C (Alberti *et al.*, 2010) con il raggiungimento di un nuovo equilibrio diversi anni dopo (Sheng *et al.*, 2010).

La decomposizione della sostanza organica del suolo (*SOM*) determina la perdita dal suolo di carbonio sotto forma di CO₂, prodotta con la respirazione (Nair *et al.*, 2010). Le misure dei flussi di CO₂ dal suolo all'atmosfera derivanti dalla respirazione microbica e della pedofauna (respirazione eterotrofa del suolo, *Rh*) danno una stima delle perdite di C per mineralizzazione della sostanza organica (Hanson *et al.*, 2000).

La respirazione eterotrofa del suolo è un processo fortemente condizionato dalla temperatura, dall'umidità del suolo e dalla quantità e qualità della sostanza organica (Lagomarsino *et al.*, 2009). La temperatura è correlata positivamente alla mineralizzazione della *SOM* secondo un andamento di tipo esponenziale (Fang & Moncrieff, 2001) che varia notevolmente a seconda del tipo di substrato (Davidson & Janssens, 2007). Il contenuto idrico del suolo è un altro fattore di variazione del tasso di mineralizzazione. Generalmente l'attività metabolica dei microorganismi decresce sino ad un valore minimo asintotico di umidità del suolo (Davidson *et al.*, 1998).

La fluttuazione del tasso di respirazione del suolo, correlata alle variazioni del contenuto idrico o della temperatura, muta a seconda della stagione (Curiel Yuste *et al.*, 2003); inoltre, le precipitazioni, oltre ad avere un effetto umettante, determinano la rottura dei microaggregati, entro i quali la *SOM* è protetta dall'attacco dei microorganismi, determinando quindi un incremento dei tassi di respirazione del suolo non costantemente correlati al contenuto idrico (Casal *et al.*, 2009). Emerge

l'importanza quindi di studiare le dinamiche della mineralizzazione della sostanza organica tramite misurazioni in campo.

Molti studi sugli effetti dei cambiamenti dell'uso del suolo, negli ecosistemi agrari, sulle variazioni delle dinamiche della mineralizzazione della *SOM* hanno riguardato le regioni temperate del pianeta (Kellman *et al.*, 2006), l'America Latina (Campos, 2006) e la Cina (Sheng *et al.*, 2010).

Nel mondo le aree a clima mediterraneo coprono una superficie pari a circa 2,75 milioni di Km² (Rambal, 2001). In questi ambienti gli studi sulle dinamiche della respirazione eterotrofa del suolo sono stati condotti in ambiente forestale (Ray *et al.*, 2002), nella *oak-grass savanna* (Tang and Baldocchi, 2005) e nelle garighe (De Dato *et al.*, 2010).

Tutte le ricerche hanno confermato che, anche per gli ambienti a clima mediterraneo, i tassi di mineralizzazione della sostanza organica del suolo sono strettamente correlati ai valori di temperatura. A differenza di quanto avviene in altri ambienti, i valori di temperatura del suolo e quelli del tasso di mineralizzazione della *SOM* non sono correlati nel lungo periodo di aridità tipico di questo clima.

Negli agro ecosistemi mediterranei è stato dimostrato come la respirazione totale del suolo sia strettamente dipendente dal sistema colturale (Almagro *et al.*, 2009) e il cambiamento di uso del suolo da forestale ad agrario determina un decremento dei tassi di mineralizzazione derivante da una diversa composizione dei *pools* di carbonio del suolo (Carlisle *et al.*, 2006).

E' rimasto inesplorato quindi l'effetto, negli ecosistemi agrari mediterranei, del cambiamento dell'uso del suolo sulle dinamiche della mineralizzazione della *SOM* e sui fattori fisico chimici a cui essa è correlata.

Quattro sistemi colturali differenti per intensità di uso del suolo sono stati campionati in Sardegna, nel sito sperimentale del progetto nazionale SOILSINK: due vigneti con gestione agronomica differente, un erbaio autunno-vernino arborato ed un pascolo arborato. L'area di studio sulla base della caratterizzazione pedologica e fitoclimatica è stata riconosciuta omogenea per le potenzialità ecologiche.

Gli obiettivi dello studio sono stati: (1) determinare l'influenza dell'uso del suolo sulle dinamiche annuali del tasso di mineralizzazione della *SOM* nei quattro usi del suolo rappresentativi di gestioni frequentemente presenti nelle aree a clima

mediterraneo; (2) determinare quale sia il contributo relativo delle variabili umidità e temperatura sul controllo della mineralizzazione della *SOM* nei vari usi del suolo in esame; (3) analizzare, entro uso del suolo, la variabilità spaziale, tra diversi tipi di copertura vegetale, delle dinamiche della respirazione eterotrofa del suolo e dei fattori ambientali ad essa correlati; (4) verificare l'effetto della variabilità spaziale del contenuto di carbonio del suolo sui tassi di mineralizzazione della sostanza organica.

2.2. Materiali e metodi

2.2.1. Area di studio

La ricerca è stata condotta nel Nord-Est della Sardegna a 40,82°N 9,29°E, a 300-400 m s.l.m., su formazioni intrusive paleozoiche (graniti), in una cronosequenza della serie mesomediterranea della sughera, con bioclima mediterraneo pluvistagionale oceanico, mesomediterraneo inferiore, subumido inferiore (Rivas-Martínez & Rivas y Sáenz, 2007). Le precipitazioni medie sono di 630 mm l'anno distribuite per il 70 % nel periodo da ottobre a marzo mentre la temperatura media annuale è pari a 14,2 °C. Secondo la Soil Taxonomy USDA (2006) i suoli sono attribuibili al sottogruppo dei Typic Dystrocherepts.

Il caso di studio è rappresentativo dei principali sistemi agro-forestali del Bacino del Mediterraneo, caratterizzati da sugherete, pascoli arborati e vigneti (zona del Vermentino di Gallura DOC). Nell'area, che, sulla base di caratteristiche pedologiche e di indicatori vegetazionali, è stata riconosciuta omogenea dal punto di vista delle potenzialità ecologiche, sono stati messi a confronto i seguenti usi del suolo in ordine di intensità decrescente di utilizzazione: vigneto lavorato, vigneto inerbito, erbaio e pascolo arborati con sughera. Sulla base dell'analisi storica aerofotogrammetrica dell'uso del suolo, i sistemi colturali risultano stabili da almeno venti anni.

Il vigneto lavorato è stato impiantato nel 1994 con piante della cultivar Vermentino. Il sesto d'impianto è 2,40 X 1,20 m. E' un sistema colturale in asciutto. La forma di allevamento è il guyot e vengono fatte sviluppare 5-7 gemme per pianta all'anno. Si effettuano due lavorazioni all'anno nell'interfila: la prima, in aprile, alla

profondità di 40 cm mediante un tiller; la seconda, in maggio, mediante una fresa, consiste in una sarchiatura che determina il livellamento del suolo e la rimozione delle infestanti. Viene effettuata una potatura secca in febbraio e una verde in giugno-luglio. Entrambe le potature sono condotte manualmente ed i residui vengono allontanati dal campo.

Le concimazioni sono effettuate alla fine di gennaio distribuendo 50 kg ha^{-1} di N e 25 kg ha^{-1} di P_2O_5 . La produzione media di uva è di $7\text{-}8 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$.

Il vigneto inerbito, con inerbimento permanente naturale, è stato impiantato nel 1991 con piante della cultivar Vermentino. Il sesto d'impianto è $2,4 \times 1 \text{ m}$. È un sistema colturale irriguo. La forma di allevamento è a spalliera e vengono fatte sviluppare 15 - 20 gemme per pianta. Si ha un primo intervento di potatura in febbraio ed un secondo in giugno-luglio. I residui di potatura vengono lasciati nell'interfila e successivamente trinciati. La concimazione viene effettuata distribuendo 40 kg ha^{-1} di N, 50 kg ha^{-1} di P_2O_5 e 50 kg ha^{-1} di K_2O . La produzione media di uva è di $7\text{-}8 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$.

Ogni sei anni la superficie destinata ad erbaio è lasciata all'inerbimento naturale e la produzione di fitomassa è asportata tramite pascolamento diretto. Nello stesso anno, secondo un piano di rotazione complementare, la superficie destinata a pascolo è seminata ad erbaio. L'erbaio, a ciclo autunno-vernino, è costituito da un miscuglio di loglio, trifoglio e avena. In presemina viene effettuata un'aratura alla profondità di 40 cm seguita da un'erpatura e vengono distribuiti 50 kg ha^{-1} di N e 90 kg ha^{-1} di P_2O_5 . Durante la fase vegetativa viene praticato il pascolamento con un carico medio di 3,5 pecore ha^{-1} . Lo sfalcio avviene in maggio con produzioni di 5 Mg ha^{-1} .

Il pascolo ha un carico medio annuale di 6 ovini ha^{-1} e viene periodicamente utilizzato durante tutto l'anno.

Sia il pascolo sia l'erbaio sono caratterizzati dalla presenza di alberi di *Quercus suber* L. casualmente distribuiti nello spazio. Questi ambienti sono riconducibili alla *dehesa* e sono molto frequenti nel bacino del mediterraneo.

2.2.2. Schema sperimentale e misurazioni in campo

2.2.2.1. Campionamento delle aree di saggio

Per ogni uso del suolo sono state identificate delle aree di saggio, sulla base della morfologia dei campi e del tipo di copertura vegetale. Nei vigneti i rilievi sono stati effettuati sulla fila e nell'interfila; nelle colture erbacee sono stati distinti i rilievi eseguiti al di fuori o sotto la proiezione delle chiome di sughera. Le dimensioni medie delle aree di saggio sono state 1 X 1 m per i vigneti e 3 X 3 m nel pascolo e nell'erbaio.

Le tesi a confronto sono state le seguenti: vigneto lavorato interfila (*VTI*), vigneto lavorato fila (*VTR*), vigneto inerbito interfila (*VGI*), vigneto inerbito fila (*VGR*), erbaio fuori chioma (*HAO*), erbaio sotto chioma (*HAU*), pascolo fuori chioma (*PAO*), pascolo sotto chioma (*PAU*). Per *VTI*, *VTR*, *VGI* e *VGR* sono state campionate 3 aree di saggio mentre per *HAO*, *HAU*, *PAO* e *PAU* ne sono state campionate 2.

2.2.2.2. Misurazione della respirazione eterotrofa del suolo

In ogni area di saggio, nel mese di marzo 2008, sono stati installati tre collari in PVC di 10 cm di diametro, di 10 cm di altezza, con le pareti forate nei primi 5 cm, e inseriti per 9 cm nel suolo. Al fine di escludere la respirazione radicale è stato applicato il metodo del *trenching* (Hanson *et al.*, 2000) sino alla profondità di 100 cm. La respirazione autotrofa delle piante erbacee è stata esclusa diserbandando con Glyphosate; entro i collari, la parte epigea secca è stata asportata tagliandola all'altezza del colletto.

Il monitoraggio è durato dodici mesi e ha avuto inizio nel mese di novembre 2008. I rilievi sono stati effettuati con una frequenza da una a tre volte al mese a seconda della stagione. Le emissioni di CO₂ dal suolo all'atmosfera sono state misurate mediante un sistema dinamico a camera chiusa (EGM-4 con SRC-1, PP-System, UK) la cui camera di respirazione veniva posizionata sul suolo inserendo la base all'interno della parte sporgente dei collari in PVC. Le misurazioni sono state svolte dalle ore 9:00 alle ore 13:00 con lo scopo di limitare l'errore determinato dalle fluttuazioni circadiane

(Ray et al. 2002) e di raccogliere dei dati rappresentativi della media giornaliera del tasso di mineralizzazione della *SOM* (Xu and Qi, 2001).

2.2.2.3. Misurazione della temperatura e dell'umidità del suolo

Contemporaneamente alla misurazione dei tassi di respirazione eterotrofa, nelle aree di saggio, è stato effettuato il monitoraggio della temperatura e dell'umidità del suolo.

La temperatura del suolo è stata rilevata con l'ausilio del termometro digitale HD2101.2 (Delta Ohm, IT), strumento portatile accoppiato ad una sonda a penetrazione.

L'umidità del suolo è stata misurata, in valori volumetrici, mediante il DIVINER 2000 (Sentek, AU), strumento basato sulla *Frequency Domain Reflectometry (FDR)*. I valori misurati dallo strumento sono stati corretti in base a sei rilievi di tipo gravimetrico, effettuati nell'arco dei dodici mesi di monitoraggio.

Al fine di porre i dati in relazione ai tassi di respirazione eterotrofa del suolo, la misura del contenuto idrico ha riguardato i primi 20 cm di suolo mentre la temperatura è stata rilevata alla profondità di 10 cm (Davidson *et al.*, 1998).

I dati meteorologici sono stati forniti dall'ARPA – Sardegna, tramite una stazione sita, nei pressi del sito sperimentale, a 40,79°N 9,22°E e a 290 s.l.m.

2.2.3. Campionamenti di suolo ed analisi

Al termine del periodo di monitoraggio, sono stati sottoposti ad analisi dei campioni di suolo prelevati, in ogni area di saggio, dallo strato 0-20 cm. Il C del suolo è stato analizzato come Carbonio Organico Totale (*TOC*) mediante la metodica descritta da Springer e Klee (1954).

I punti di monitoraggio sono stati caratterizzati, relativamente allo strato 0-20 cm, anche per la densità apparente, l'incidenza dello scheletro sul volume totale di suolo, le percentuali delle frazioni della terra fine e le costanti idrologiche (capacità idrica di campo e punto di appassimento).

2.2.4. Analisi statistica dei dati

Per valutare la significatività statistica, entro data e sulle medie annuali, dell'effetto delle tesi sui valori dei tassi della respirazione eterotrofa ($\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), di temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e del contenuto idrico (vol vol^{-1}) dei suoli è stata effettuata, per ogni singola variabile, l'ANOVA ad un fattore. Allo scopo di controllare l'effetto del contenuto di sostanza organica, la stessa analisi statistica è stata condotta sul rapporto tra i valori della respirazione eterotrofa del suolo ed i valori di *TOC* (qRh , $\mu\text{g m}^{-2} \text{ s}^{-1} / \text{t ha}^{-1}$).

Regressioni lineari e non lineari sono state determinate per valutare l'effetto della temperatura e del deficit idrico sulla mineralizzazione della sostanza organica del suolo. L'analisi delle regressioni tra respirazione eterotrofa e temperatura è stata effettuata considerando i dati relativi al solo periodo di assenza di limitazioni idriche; la relazione tra i valori di contenuto idrico e respirazione eterotrofa del suolo è stata analizzata considerando, invece, solo i dati registrati nel periodo di aridità.

Regressioni lineari sono state determinate per valutare l'effetto del contenuto di *TOC* sui tassi di mineralizzazione.

L'analisi dei residui delle regressioni tra valori stimati, tramite le equazioni di regressione tra respirazione, contenuto idrico e temperatura, e valori osservati è stata effettuata per valutare l'effetto dell'uso del suolo sulla mineralizzazione della sostanza organica, privato dall'effetto della variazione del contenuto idrico e della temperatura.

2.3. Risultati

2.3.1. Analisi dei suoli

I valori medi delle principali caratteristiche chimico-fisiche dei suoli sono riportati in tabella 1. Il contenuto di C espresso come *TOC* in rapporto alla sostanza secca del suolo è sensibilmente più elevato nel sotto chioma dove mediamente si hanno i valori più elevati della capacità idrica di campo. I valori del punto di appassimento non differiscono significativamente fra le tesi.

In entrambi i vigneti vi è un contenuto in scheletro sensibilmente maggiore rispetto al pascolo e all'erbaio mentre non emergono differenze significative tra le composizioni granulometriche della terra fine.

2.3.2. Dinamiche temporali e medie annuali della temperatura e dell'umidità del suolo

In tutti gli usi del suolo sia i valori del contenuto idrico, relativo allo strato 0-20 cm, sia i valori della temperatura, misurata alle profondità di 10 cm, variano significativamente nel corso del periodo di monitoraggio (Fig. 3 e 2) e seguono l'andamento termo pluviometrico (Fig. 1). I valori di temperatura del suolo più alti sono stati osservati durante il periodo estivo, periodo in cui sono stati registrati i valori più bassi del contenuto idrico. Nel mese di febbraio, invece, si ha il picco di contenuto idrico dei suoli al quale corrispondono i valori più bassi di temperatura.

I valori più bassi di temperatura del suolo, osservati nel mese di febbraio nel *VTI*, scendono al di sotto dei 5 °C. A partire dal mese di febbraio la dinamica della temperatura del suolo mostra un andamento crescente sino al periodo estivo, periodo in cui si hanno i valori più elevati che nell'*HAO* superano i 35°C. Dal picco estivo i valori di temperatura del suolo decrescono sino all'ultimo rilievo, effettuato in autunno.

Dal mese di novembre 2008, data di inizio del monitoraggio, i valori di umidità dello strato di suolo compreso nello strato 0-20 mostrano un trend crescente raggiungendo un picco in corrispondenza del rilievo del 29/01/2009. A fine gennaio, tra

le tesi rappresentate nella figura 3, i contenuti idrici hanno valori volumetrici da 18,7 % (*PAO*) a 24,5 % (*VTI*). I valori più alti di umidità del suolo sono stati registrati, alla stessa data, nell'*HAU* dove superano il 30 % in volume. Nel periodo di aridità il contenuto idrico del suolo è significativamente inferiore nel *PAO*.

Fra *VTI* e *VGI*, nell'arco di tutto il periodo di monitoraggio, nel sistema lavorato si sono registrati i valori di temperatura del suolo maggiori, dove i contenuti idrici sono più elevati in inverno ma più bassi nei mesi estivi (Fig. 5 e 6).

Le dinamiche della temperatura del suolo misurata nel *VTR* e nel *VGR* sono analoghe a quelle dell'interfila ma mostrano, fra usi del suolo, differenze maggiori nel periodo estivo (Fig. 7). Diversamente da quanto osservato nell'interfila, nel *VGR* il contenuto idrico è più elevato già a partire dalla primavera (Fig. 8).

Nell'erbaio, nel periodo primaverile ed estivo, la temperatura del suolo misurata nel sotto chioma è significativamente inferiore rispetto a quella misurata nel fuori chioma (Fig. 9); le dinamiche dei contenuti idrici mostrano i valori più elevati per l'*HAU* rispetto all'*HAO* con le maggiori differenze da novembre 2008 ad aprile 2009 (Fig. 10).

Analogamente a quanto osservato nell'erbaio, nel pascolo i valori di temperatura, in primavera ed in estate, sono significativamente inferiori nel sotto chioma rispetto al fuori chioma (Fig. 11); tra *PAO* e *PAU* i valori di umidità del suolo, ad eccezione dei rilievi autunnali, sono sempre maggiori nel *PAU* (Fig. 12).

Le medie annuali di temperatura, misurata nel suolo alla profondità di 10 cm, (Tab. 2) sono più basse nell'*HAU* e nel *PAU* mentre i valori più alti sono relativi al *VTI* ed al *VTR*.

Le medie annuali del contenuto idrico (Tab. 2) sono più alte nell'*HAU* e più basse nel *PAO*. In entrambi i vigneti sono più alti i valori medi annuali di umidità dell'interfila e tra i due usi del suolo ha i valori più alti il vigneto inerbito. Nel pascolo e nell'erbaio le medie annuali di umidità del suolo sono più alte nel sotto chioma.

L'errore standard relativo ai valori della temperatura del suolo non varia significativamente nel corso del periodo di monitoraggio.

Per tutte le tesi si osserva un decremento dell'errore standard dell'umidità del suolo al diminuire dei valori delle medie, raggiungendo livelli minimi nel periodo di aridità.

2.3.3. Dinamiche temporali e medie annuali della respirazione eterotrofa del suolo.

La respirazione eterotrofa del suolo mostra una variabilità temporale in tutti gli usi del suolo a confronto (Fig 4). Dal mese di novembre 2008, complessivamente si osserva un andamento decrescente sino alla fine del periodo invernale; dal mese di marzo i tassi di respirazione mostrano un trend crescente sino al picco primaverile del 10/04/2009. Da questa data i valori decrescono sino alla soglia minima estiva, registrata nel mese di agosto 2009, successivamente alla quale l'andamento è crescente sino al picco autunnale rilevato alla data del 30/09/2009. Il picco primaverile mostra mediamente valori più elevati di quello autunnale.

Al rilievo del 10/04/2009, il tasso della respirazione eterotrofa del suolo è stato significativamente più elevato nel *PAO* e più basso nel *VTI* (Fig. 13).

Per tutto il periodo di monitoraggio, fra i vigneti, il sistema lavorato mostra tassi di respirazione più bassi dell'inerbito con dinamiche simili sia tra uso del suolo sia tra fila ed interfila. Le differenze maggiori fra tassi di respirazione eterotrofa si hanno in corrispondenza dei picchi primaverili (Fig 5 e 7).

Nell'erbaio, il sotto chioma mostra tassi di respirazione maggiori nei mesi invernali ed autunnali. Alle date dei picchi primaverili il fuori chioma mostra valori di respirazione significativamente maggiori mentre, al picco autunnale sono più alti i tassi registrati in condizioni di sotto chioma (Fig. 9).

Nel pascolo le dinamiche sono analoghe a quelle dell'erbaio: mostrano i valori di respirazione eterotrofa del fuori chioma più elevati nel picco primaverile e più bassi del sotto chioma in corrispondenza del picco autunnale. Alla data del 10/04/2010 nel *PAO* si osservano i valori di respirazione eterotrofa del suolo più elevati fra i rilievi di tutto il periodo di monitoraggio e di tutte le tesi a confronto, con un valore medio che ha superato le $7 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ di flusso di CO_2 dal suolo all'atmosfera (Fig. 11).

In tutte le tesi si osserva un incremento dell'errore standard al crescere dei valori di respirazione del suolo raggiungendo i valori più alti in corrispondenza dei picchi sia primaverili sia autunnali.

2.3.4. Relazione tra temperatura, umidità e respirazione eterotrofa del suolo

In tutte le tesi i valori dei tassi della respirazione eterotrofa del suolo mostrano dinamiche parallele a quelle relative alla temperatura del suolo, misurata alla profondità di 10 cm, dal mese di novembre al mese di aprile e dal mese di settembre sino alla fine del periodo di monitoraggio. Nei mesi estivi le dinamiche della respirazione non seguono gli andamenti dei valori di temperatura ma l'andamento dei valori di umidità del suolo.

L'analisi della regressione esponenziale tra i valori di temperatura e di respirazione eterotrofa del suolo, escludendo i dati registrati dal mese di maggio ad agosto, è significativa per $p < 0,01$ in tutte le tesi (Fig. 15 - 22).

L'analisi della regressione lineare tra contenuto idrico volumetrico del suolo e respirazione eterotrofa, tra i valori relativi al periodo maggio – agosto, è significativa in tutte le tesi per $p < 0,01$, ad eccezione del *PAO* in cui si ha $p < 0,05$ (Fig. 23 - 30).

I valori del Q_{10} sono più elevati nel *PAU* ($3,95 \pm 1,35$) e nell'*HAO* ($3,75 \pm 0,56$) e più bassi nel *VGI* ($1,92 \pm 0,06$) (Tab. 2).

La relazione tra i valori medi stimati, fra tesi, di respirazione eterotrofa del suolo, tramite le equazioni di regressione con umidità o temperatura, e i valori medi osservati, fra tesi, ad ogni data di rilievo, dà luogo una regressione lineare con $p < 0,01$. L'equazione della regressione sottostima sensibilmente i valori di respirazione alla data del 10/04/2010 in cui è stato osservato il picco primaverile (Fig. 32).

La dinamica dei residui della regressione, riportata in Fig. 32, mostra i valori più elevati ai picchi dei tassi di respirazione (Fig. 33).

2.3.5. Relazione tra respirazione eterotrofa del suolo e *TOC*

La regressione lineare, tra contenuto medio di carbonio del suolo ($\% \text{ g g}^{-1}$) e tassi medi annuali di respirazione eterotrofa di ogni tesi, è significativa per $p < 0,05$ (Fig. 31).

Il qRh medio annuale mostra i valori più elevati nel *VGI* e *VGR* e più bassi nel *VTI*, *VTR* e *PAU* (Tab. 2).

Alla data del picco primaverile il qRh assume valori maggiori nel *PAO* mentre i valori relativi al *VTI* e del *HAU* risultano significativamente più bassi rispetto alle altre tesi (Fig. 14)

Mettendo in relazione i residui ai picchi di respirazione eterotrofa, dalla regressione riportata in Fig. 32 con i valori di TOC (% $g\ g^{-1}$), è emersa una regressione significativa per $p < 0,01$ (Fig. 34).

2.4. Discussione

2.4.1. Dinamica spazio-temporale della respirazione eterotrofa del suolo

I valori misurati dei tassi di respirazione eterotrofa del suolo sono simili a quelli già riportati in altri lavori (Davidson *et al.*, 1998; Law *et al.*, 1999; Xu and Qi, 2001; Ray *et al.*, 2002).

Simili dinamiche della respirazione del suolo sono state osservate in altri studi condotti in regioni semiaride (Conant *et al.*, 2000; Xu and Qi, 2001; Ray *et al.*, 2002; Almagro *et al.*, 2009).

Tra le otto tesi a confronto, nel vigneto inerbito e nel sotto chioma si sono registrati i più alti tassi medi annuali di respirazione eterotrofa del suolo.

Gli elevati valori del sottochioma concordano con gli alti livelli riscontrati a livello globale nelle foreste; ciò fa dedurre che il microambiente della *canopy* delle piante di quercia può essere ricondotto a quello di una foresta sebbene ci sia l'intervento antropico determinato dal pascolamento e, in alcuni punti, dalle lavorazioni. Il microambiente del sotto chioma è caratterizzato da un'elevata quantità di biomassa fresca, costituita prevalentemente da foglie morte, e da una composizione chimica del suolo con elevati valori di *SOM*. Questo ha un effetto diretto sui tassi di mineralizzazione in quanto determina un'elevata disponibilità di substrato, e un effetto indiretto dato dall'effetto della sostanza organica sulla capacità di ritenzione idrica del suolo. Quest'ultimo aspetto trova riscontro nei valori medi annuali del contenuto idrico del suolo che sono pari a $13,9 \pm 0,9$ e $16,5 \pm 0,9$ rispettivamente nel *PAU* e nel *HAU*.

Le elevate medie annuali dei tassi di respirazione eterotrofa del suolo, che caratterizzano il vigneto inerbito, possono essere ascrivibili alla gestione dei residui di potatura e agli interventi irrigui effettuati nel periodo di aridità. Diversamente dal vigneto lavorato, in questo sistema colturale, i residui di potatura vengono lasciati nell'interfila e trinciati, mettendo a disposizione dei microrganismi del suolo un substrato di sostanza organica facilmente degradabile. L'irrigazione, dalla tarda primavera e metà estate, fa in modo che, in questo periodo dell'anno, i valori di umidità del suolo siano più alti. Da ciò derivano i tassi di respirazione eterotrofa del suolo elevati anche nel periodo di aridità con l'effetto che i valori medi annuali siano fra i più alti.

I valori più bassi di respirazione eterotrofa del suolo si sono riscontrati nel vigneto lavorato i cui valori di temperatura del suolo sono più alti e i contenuti idrici non sono significativamente inferiori a quelli degli altri sistemi colturali.

I bassi valori di respirazione eterotrofa del suolo, misurati nel vigneto lavorato, possono essere attribuiti alle lavorazioni che determinano, nello strato di suolo più superficiale, rispetto ai sistemi naturali o non lavorati, bassi livelli di *SOM* (Carlisle *et al.*, 2006). Questo trova conferma nei valori di *TOC* che nel *VTI* e nel *VTR* sono più bassi rispetto alle altre tesi.

Nei due vigneti, le dinamiche stagionali della respirazione del suolo sono correlate alle variazioni della temperatura del suolo, e del contenuto idrico. Da novembre al picco primaverile e da settembre alla fine del periodo di monitoraggio, la dinamica temporale dei tassi di respirazione è parallela alla dinamica dei valori di temperatura. In estate i valori di respirazione mostrano, nel vigneto lavorato, dinamiche concordi a quelle del contenuto idrico. Nel vigneto inerbito non emerge una dinamica della respirazione eterotrofa del suolo nell'arco dei mesi estivi né una variazione significativa dei contenuti idrici; questo può essere imputato all'effetto degli interventi irrigui con cui si determina un apporto costante di acqua al suolo.

Si può concludere che, fra i due vigneti, le differenze, tra i valori medi annuali ed entro data, dei tassi di respirazione eterotrofa del suolo sono imputabili alla quantità e qualità della *SOM*, mentre le dinamiche derivano dall'effetto delle variazioni della temperatura e dell'umidità del suolo. Quest'ultima interpretazione trova conferma nell'analisi delle regressioni tra umidità, temperatura e respirazione eterotrofa del suolo.

Nel sotto chioma, sia nell'*HAU* sia nel *PAU*, le dinamiche dei tassi di respirazione del suolo sono caratterizzate da valori più elevati nel picco autunnale. Questo conferma quanto già riportato da Rey *et al.* (2002) su una ricerca condotta in un bosco ceduo del Centro Italia.

Nel *HAO* e nel *PAO*, nell'arco del periodo di monitoraggio, si sono registrati i valori più alti nel picco del mese di aprile e, ad esclusione dei dati raccolti nei rilievi primaverili, i valori dei tassi di respirazione del suolo sono sempre più bassi rispetto al sotto chioma.

Il tasso della respirazione del suolo non può assumere valori negativi; ne deriva che l'errore standard è maggiore in corrispondenza dei picchi annuali e minore in corrispondenza dei valori medi più bassi. La variabilità dei dati di respirazione, entro tesi, è principalmente ascrivibile alla variazione spaziale della *SOM* e della concentrazione microbica del suolo.

Non sembra che le differenze tra le dinamiche dei valori di respirazione del suolo, del sotto chioma e del fuori chioma possano essere spiegate dall'andamento del contenuto idrico e della temperatura del suolo. Ad eccezione dei valori relativi ai mesi autunnali, sia nel pascolo sia nell'erbaio, il contenuto idrico è sempre superiore nel sotto chioma; questo risultato deriva dall'effetto della maggiore capacità di ritenzione idrica del suolo determinata dall'elevato contenuto di sostanza organica. La temperatura del suolo è sempre più alta nel fuori chioma per l'effetto dell'ombreggiamento, mostrando le differenze maggiori in estate.

I due microambienti sono caratterizzati sia da una diversa intercettazione della radiazione solare, più bassa nel sotto chioma, sia da contenuti differenti di *SOM*, più alti nel sotto chioma per i trasferimenti al suolo della biomassa fogliare degli alberi.

Sotto chioma e fuori chioma si possono considerare come due ecosistemi distinti con comunità biotiche diverse che rispondono diversamente alle variazioni del contenuto idrico e di umidità. Inoltre, nei due ecosistemi potrebbero esserci comunità microbiche o fungine che hanno una differente risposta al fotoperiodo e che prescindono dal contenuto idrico e dalla temperatura del suolo.

Le differenze, statisticamente significative, riscontrate tra i dati raccolti alla data del picco primaverile, mettono in evidenza che, a valori ottimali di temperatura e di umidità, l'attività dei microorganismi, imputati nel processo di mineralizzazione della

SOM, è più elevata nel *PAO*. Nel *VTI*, i valori, tra tutte le tesi, sono i più bassi. Tali differenze, non imputabili ai valori di temperatura e umidità, potrebbero essere spiegate sia da un diverso contenuto in *TOC*, più basso nei vigneti, ma anche dalla diversa composizione della flora microbica. Quest'ultimo aspetto è stato approfondito nell'analisi dei valori del *qRh*.

2.4.2. Analisi delle relazioni tra la temperatura, l'umidità e la respirazione eterotrofa del suolo

Dall'osservazione delle dinamiche si è dedotto che per ogni uso del suolo e tipo di copertura ci fossero delle risposte differenti dei valori dei tassi della respirazione eterotrofa alle variazioni dei valori di temperatura e di umidità del suolo. Pertanto le regressioni tra i valori di temperatura o di umidità ed i valori di respirazione del suolo sono state determinate singolarmente per ogni tesi.

I valori del Q_{10} , sono risultati differenti fra gli usi del suolo e, entro questi, in funzione del tipo di copertura. Tali differenze possono essere attribuibili sia al diverso contenuto in *SOM* sia ad una differente composizione delle popolazioni microbiche.

Le equazioni di regressione tra i valori del contenuto idrico e i tassi di respirazione del suolo mostrano i coefficienti angolari più alti nel *VGI* e nel *HAU* e più bassi nel *VTR*.

Per ogni tesi, le equazioni di regressione sia tra temperatura sia tra umidità e respirazione eterotrofa del suolo potrebbero essere degli strumenti di stima dei tassi di mineralizzazione della *SOM*.

Dalla figura 32 emerge che l'umidità del suolo o la temperatura non sono strettamente correlate ai tassi di respirazione del suolo al picco del 10/04/2009. Dalla dinamica dei residui della stessa regressione si dedurrebbe che, a valori contemporaneamente ottimali di temperatura e di umidità, altre variabili entrino in gioco sul controllo dei tassi di respirazione del suolo. Tra queste è risultato significativo l'effetto del contenuto in *TOC*.

2.4.3. Effetto del contenuto in *TOC* sulla respirazione eterotrofa del suolo

I tassi medi annuali della respirazione eterotrofa del suolo sono risultati essere correlati al contenuto in *TOC* del suolo. Questo parametro chimico del suolo è altamente correlato ai residui, relativi ai picchi annuali di respirazione del suolo, tra i valori stimati con le equazioni di regressione tra temperatura o umidità e respirazione del suolo. Questo risultato porterebbe alla conclusione che, a contemporanei valori ottimali di temperatura e di umidità, la variabilità della respirazione eterotrofa del suolo è spiegata anche dalla disponibilità di sostanza organica. In altri termini, i valori, misurati in campo, della respirazione eterotrofa del suolo risultano strettamente correlati al contenuto in *TOC* a condizioni ottimali di temperatura e di umidità. Questa conclusione giustificherebbe la sensibile sottostima che alla data del 10/04/2009 forniscono le equazioni di regressione tra temperatura respirazione del suolo.

I valori di *qRh*, sia relativi ai valori di respirazione medi annuali sia relativi ai dati raccolti nella sola data del 10/04/2009, indicano che l'effetto del contenuto in *SOM* non è costante.

La variabilità del *qRh* medio annuale potrebbe essere ascrivibile in parte alle diverse dinamiche dei valori della temperatura e dell'umidità del suolo.

Il valore del *qRh*, misurato al picco primaverile della respirazione eterotrofa del suolo, mette in evidenza l'effetto della sola componente qualitativa della sostanza organica. I valori del *VTI* e del *HAO*, significativamente più bassi, fanno dedurre che in questi ambienti, caratterizzati dalla lavorazione periodica del suolo, vi è la presenza di sostanza organica difficilmente mineralizzabile. Il valore relativo al *PAO* potrebbe indicare che in questo ambiente vi sia la presenza di *SOM* estremamente labile, soprattutto nel periodo primaverile. Tra le altre tesi non sono emerse differenze statisticamente significative del valore del *qRh*, relativo alla data del 10/04/2009, per cui si dedurrebbe che non vi siano differenze nella composizione della *SOM*.

A conferma di quanto riportato da Carlisle *et al.* (2006), relativamente ad uno studio su un sistema agro-forestale mediterraneo, l'uso del suolo sembra avere quindi un effetto significativo sulla composizione della *SOM*.

All'uso del suolo è strettamente correlata l'attività microbica, la variabilità delle concentrazioni degli enzimi, che catalizzano i processi di mineralizzazione della sostanza organica, e degli indici microbici in genere (Nannipieri *et al.*, 2003; Moscatelli *et al.*, 2007). Appare quindi chiaro come alla base delle differenze dei tassi di respirazione eterotrofa del suolo agiscano diverse variabili biologiche e che per ogni ambiente vi siano equilibri differenti tra esse e con la variabilità qualitativa della *SOM*.

2.5. Conclusioni

La perdita di C dal suolo è sensibilmente influenzata dall'uso del suolo stesso. Nell'ambito dello stesso sistema colturale, sono emerse differenze tra i diversi tipi di copertura vegetale. La dinamica temporale dei tassi di respirazione eterotrofa del suolo mostra valori significativamente differenti a seconda dell'andamento stagionale che caratterizza il clima mediterraneo. La variabilità temporale e la variabilità spaziale tra tesi non sempre sono spiegabili dalle dinamiche della temperatura e del contenuto idrico del suolo.

La correlazione tra contenuto in *TOC* del suolo e tassi di respirazione è estremamente variabile a seconda del tipo di uso del suolo o di copertura vegetale suggerendo che, a seconda di determinate condizioni ambientali, esistano differenti equilibri ecologici.

La respirazione eterotrofa del suolo, quindi l'attività microbica, decresce all'aumentare del grado di intensificazione dell'uso del suolo.

Questa ricerca indica l'importanza, nell'ambito degli studi sulla capacità *carbon sink* dei suoli, di approfondire le conoscenze sulle dinamiche, spazio-temporali, delle variabili biologiche e chimiche che agiscono nel rilascio di CO₂ dal suolo all'atmosfera.

Diversi lavori sono stati pubblicati riguardo la relazione tra uso del suolo e dinamica del C. Pochi studi, sin'ora, hanno focalizzato l'effetto del cambiamento dell'uso del suolo sulle dinamiche delle perdite di C negli ambienti a clima Mediterraneo.

L'ambiente mediterraneo è caratterizzato da ecosistemi fragili sottoposti ad un'elevata attività antropica. Le differenze maggiori dei tassi di respirazione eterotrofa del suolo, sia nelle dinamiche, sia nelle medie annuali, sono emerse tra i due vigneti, apparentemente non catalogabili come usi del suolo differenti; è evidente da ciò come la sola gestione agronomica dell'interfila influisca sensibilmente sulla capacità *carbon sink* del suolo.

La diversa frequenza con cui il pascolo, rispetto all'erbaio, è seminato ha determinato differenze significative riguardo la velocità di mineralizzazione della sostanza organica a parità di condizioni ambientali. L'analisi nel lungo periodo si conferma quindi importante per comprendere le dinamiche del carbonio del suolo.

Nel rapporto Good Practice Guidance for Land Use, Land Use Change and Forestry (GPG-LULUCF) pubblicato nel 2003 dall'IPCC sono indicate le linee guida per stimare e riportare i dati di assorbimento ed emissione di gas serra legati ai cambiamenti di uso del suolo. In tale documento gli usi del suolo sono raggruppati in sei categorie: *Forest Land, Cropland, Grassland, Wetlands, Settlements, Other Lands*. Sulla base di questa classificazione tutti gli usi del suolo studiati nel presente lavoro ricadono nella categoria *Cropland*. Emerge quindi che la variabilità spaziale della dinamica della sostanza organica del suolo, legata alla gestione agronomica e al tipo di copertura vegetale, rende discutibili i criteri sin'ora adottati per il computo della quantità di carbonio stoccato nel suolo agrario.

2.6. Bibliografia

Alberti G, Delle Vedove G, Zuliani M, Peressotti A, Castaldi S, Zerbi G (2010) Changes in CO₂ emissions after crop conversion from continuous maize to alfalfa Agriculture, Ecosystems and Environment, 136: 139–147.

Almagro M, López, J, Querejeta, J. & Martínez-Mena, M. (2009) Temperature dependence of soil CO₂ efflux is strongly modulated by seasonal patterns of moisture availability in a Mediterranean ecosystem. Soil Biology & Biochemistry, 41: 594-605

Campos CA (2006) Response of soil surface CO₂-C flux to land-use changes in a tropical cloud forest (Mexico). Forest Ecology and Management, 234: 305–312.

Carlisle EA, Steenwerth KL, Smart DR (2006) Effects of land use on soil respiration: conversion of oak woodlands to vineyards. Journal of Environment Quality, 35: 1396–1404.

Casals P, Gimeno C, Carrara A, Lopez-Sangil L, Sanz MJ (2009) Soil CO₂ efflux and extractable organic carbon fractions under simulated precipitation events in a Mediterranean Dehesa. Soil Biology & Biochemistry, 41: 1915–1922

Conant RT, Klopatek JM, Klopatek CC (2000) Environmental factors controlling soil respiration in three semiarid ecosystems. Soil Science of Society America Journal, 64: 383–390.

Curiel yuste J, Janssens IA, Carrara A, Meiresonne L and Ceulemans R (2003) Interactive effects of temperature and precipitation on soil respiration in a temperate maritime pine forest. Tree Physiology, 23: 1263–1270.

Davidson EA, Belk E, Boone RD (1998) Soil water content and temperature as independent or confounded factors controlling soil respiration in a temperate mixed hardwood forest. *Global Change Biology* Volume 4 Issue 2 Page 217-227.

Davidson EA & Janssens IA (2007) Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature*, 165: 173-440.

De Dato GD, De Angelis P, Sirca C, Beier C (2010) Impact of drought and increasing temperatures on soil CO₂ emissions in a Mediterranean shrubland (gariga). *Plant Soil*, 327: 153–166.

Fang C, Moncrieff JB (2001) The dependence of soil CO₂ efflux on temperature. *Soil Biology & Biochemistry*, 33: 155-165.

Franzluebbers AJ (2005) Soil organic carbon sequestration and agricultural greenhouse gas emissions in the southeastern USA. *Soil & Tillage Research*, 83: 120–147.

Hanson PJ, Edwards NT, Garten CT, and Andrews JA (2000) Separating Root and Soil Microbial Contribution to Soil Respiration: A Review of Methods and Observations. *Biogeochemistry*, 48: 115-146.

IPCC (2003) Good Practice Guidance for Land Use, Land-Use Change and Forestry. Published by the Institute for Global Environmental Strategies (IGES) for the IPCC, Kamiyamaguchi Hayama, Kanagawa Japan.

Kellman L, Beltrami H, Risk D (2006) Changes in seasonal soil respiration with pasture conversion to forest in Atlantic Canada. *Biogeochemistry*, 82: 101–109.

Lagomarsino A, De Angelis P, Moscatelli MC, Grego S (2009) The influence of temperature and labile C substrates on heterotrophic respiration in response to elevated CO₂ and nitrogen fertilization. *Plant Soil*, 317 :223–234.

Law BE, Kelliher FM, Baldocchi DD, Anthoni PM, Irvine J, Moore D, Van Tuyl S (2001) Spatial and temporal variation in respiration in a young ponderosa pine forest during a summer drought. *Agricultural and Forest Meteorology*, 110: 27–43.

Moscatelli MC, Di Tizio A, Marinari S, Grego S (2007) Microbial indicators related to soil carbon in Mediterranean land use systems. *Soil & Tillage Research* 97: 51-59.

Nair PKR, Nair VD, Kumar MB, Showalter JM (2010) Carbon Sequestration in Agroforestry Systems. *Advances in Agronomy*, 108: 237-307.

Nannipieri P, Ascher J, Ceccherini MT, Landi L, Pietramellara G, Renella G (2003) Microbial diversity and soil functions. *Eur J Soil Sc* 54:655-670.

Rambal, S. (2001) Hierarchy and Productivity of Mediterranean-Type Ecosystems. In: Roy, J., Saugier, B., Mooney, H.A. (Eds.), *Terrestrial Global Productivity*. Academic Press, San Diego, pp. 315–344.

Rey A, Pegoraro E, Tedeschi V, De Parri I, Jarvis PG, Valentini R (2002) Annual variation in soil respiration and its components in a coppice oak forest in Central Italy. *Global Change Biology*, 8: 851-866.

Springer U, Klee J (1954) Prüfung der Leistungsfähigkeit von einigen wichtigeren Verfahren zur Bestimmung des Kohlenstoffs mittels Chromschwefelsäure sowie Vorschlag einer neuen Schnellmethode. *Z. Pflanzenernährung. Bodenk.* 64, 1.

Tang, J, Baldocchi DD (2005) Spatial-temporal Variation of Soil Respiration in an Oak-Grass Savanna Ecosystem in California and its Partitioning into Autotrophic and Heterotrophic Components. *Biogeochemistry*, 73 : 183-207

Rivas-Martínez S. & Rivas y Sáenz S., 2007 – <http://www.globalbioclimatics.org/>

Sheng H, Yang Y, Yang Z, Chen G, Xie J, Guo J and Zou S. (2010) The dynamic response of soil respiration to land-use changes in subtropical China. *Global Change Biology*, 16: 1107–1121.

U. S. Dept. of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, 2006 – Keys to Soil Taxonomy. 10th ed., Washington D.C.

Xu M, and Qi Y (2001) Soil-surface CO₂ efflux and its spatial and temporal variations in a young ponderosa pine plantation in northern California. *Global Change Biology*, 7: 667-677.

<i>Type of cover</i>	<i>% TOC</i>	<i>SOIL DENSITY (g/cm³)</i>	<i>% TEXTURE (> 2 mm)</i>	<i>% SAND (2 ÷ 0.2 mm)</i>	<i>% LOAM (0.2 ÷ 0.02 mm)</i>	<i>% CLAY (< 0.02 mm)</i>	<i>FIELD CAPACITY (VOL VOL⁻¹)</i>	<i>WALTING POINT (VOL VOL⁻¹)</i>
VTI	1.31 ± 0.04	1.3 ± 0.1	21.3 ± 1.3	79.6 ± 0.9	12.3 ± 0.8	8.1 ± 0.3	13.5 ± 0.2	1.9 ± 0.0
VTR	1.39 ± 0.02	1.2 ± 0.0	21.7 ± 1.0	79.6 ± 0.4	11.8 ± 0.2	8.7 ± 0.3	15.6 ± 0.3	1.8 ± 0.1
VGI	1.57 ± 0.07	1.4 ± 0.0	26.0 ± 1.8	82.4 ± 0.6	10.1 ± 0.4	7.5 ± 0.2	16.7 ± 0.1	1.8 ± 0.1
VGR	1.54 ± 0.06	1.4 ± 0.0	26.3 ± 2.5	78.1 ± 0.5	12.9 ± 0.3	9.0 ± 0.2	16.1 ± 0.2	1.7 ± 0.1
HAO	2.15 ± 0.07	1.3 ± 0.1	13.5 ± 1.1	78.9 ± 0.8	12.9 ± 0.4	8.2 ± 0.4	20.1 ± 1.5	2.1 ± 0.2
HAU	2.80 ± 0.00	1.2 ± 0.0	16.5 ± 1.1	79.8 ± 0.1	13.3 ± 0.4	6.9 ± 0.3	19.6 ± 1.5	2.6 ± 0.0
PAO	1.44 ± 0.22	1.3 ± 0.1	19.0 ± 0.7	81.9 ± 0.9	10.4 ± 0.8	7.7 ± 0.1	15.8 ± 0.5	2.1 ± 0.1
PAU	2.25 ± 0.53	1.3 ± 0.1	17.0 ± 3.5	81.1 ± 0.0	11.4 ± 0.4	7.5 ± 0.4	19.3 ± 0.9	2.3 ± 0.2

Tabella 1. Valori (media ± errore standard) dei principali parametri chimico-fisici dei suoli delle tesi a confronto.

<i>Type of cover</i>	<i>Rh</i> ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	<i>Water content</i> (% vol)	<i>Temperature</i> (°C)	<i>qRh=Rh/TOC</i> ($\mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1} / \text{t ha}^{-1}$)	<i>Q₁₀</i>
VTI	1.55 ± 0.10	13.4 ± 1.0	20.1 ± 0.4	0.58 ± 0.13	2.45 ± 0.30
VTR	1.79 ± 0.08	11.3 ± 2.4	20.4 ± 0.8	0.58 ± 0.06	1.99 ± 0.09
VGI	2.35 ± 0.38	14.8 ± 0.5	19.0 ± 0.2	0.70 ± 0.11	1.92 ± 0.06
VGR	2.76 ± 0.43	12.9 ± 0.7	18.2 ± 0.1	0.84 ± 0.07	2.28 ± 0.15
HAO	2.05 ± 0.10	13.3 ± 2.7	19.4 ± 0.2	0.45 ± 0.03	3.75 ± 0.56
HAU	3.07 ± 0.59	16.5 ± 0.9	16.5 ± 0.0	0.51 ± 0.08	2.68 ± 0.28
PAO	2.07 ± 0.37	9.0 ± 0.88	19.8 ± 0.3	0.69 ± 0.03	2.07 ± 0.32
PAU	2.72 ± 0.17	13.9 ± 2.9	16.1 ± 0.5	0.61 ± 0.01	3.95 ± 1.35

Tabella 2. Statistiche descrittive (media ± errore standard) dei tassi medi annuali di respirazione eterotrofa del suolo, dei fattori ambientali, degli indici medi annuali di mineralizzazione e del Q₁₀.

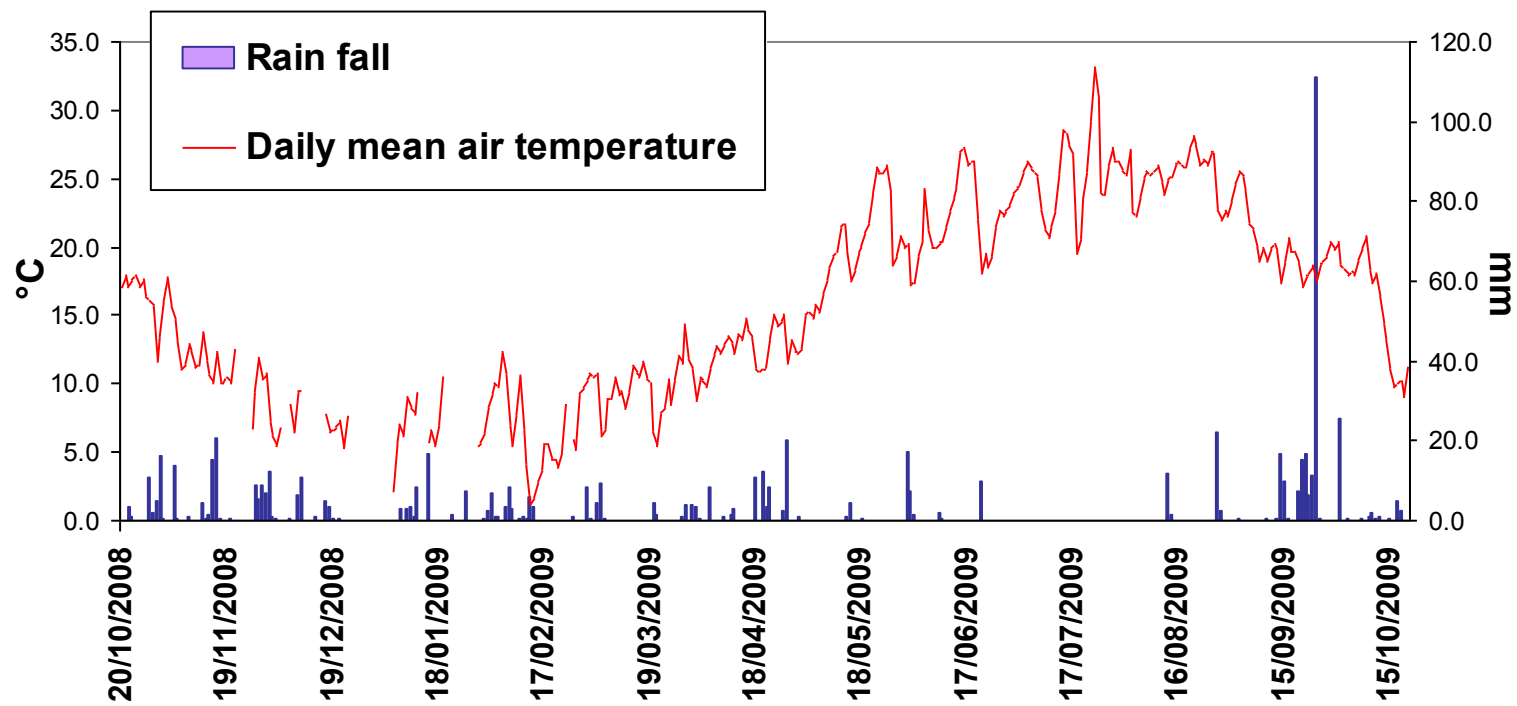


Figura 1. Andamento termo pluviometrico del periodo in cui è stato condotto il monitoraggio.

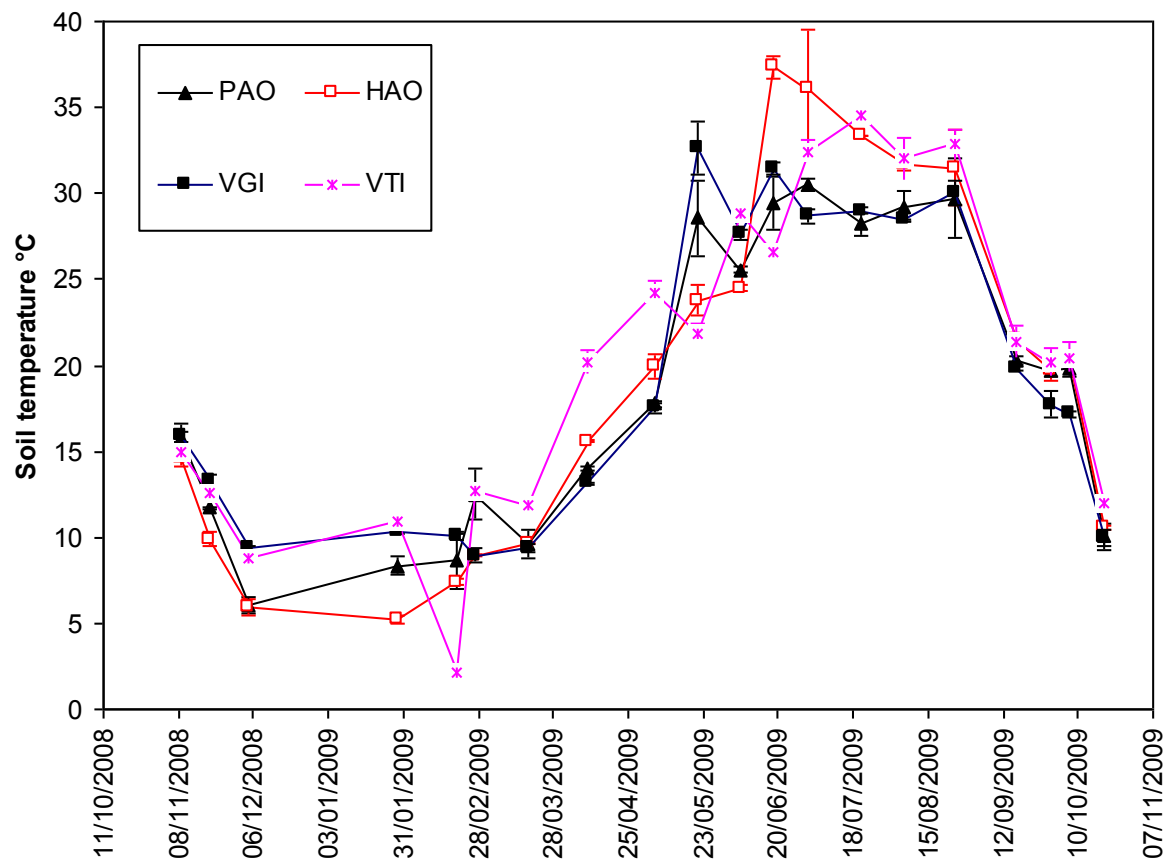


Figura 2. Dinamiche della temperatura del suolo misurata alla profondità di 10 cm nei quattro usi del suolo a confronto. Le barre rappresentano l'errore standard.

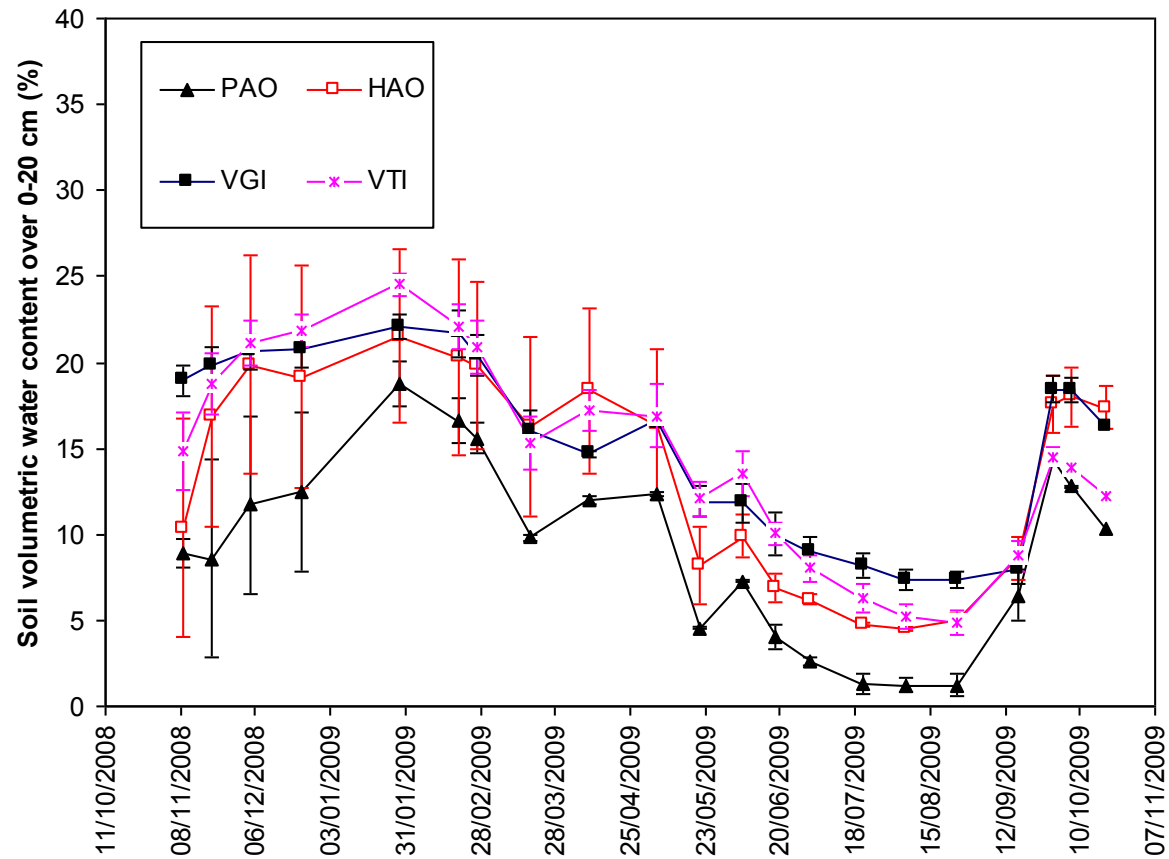


Figura 3. Dinamiche del contenuto idrico del suolo nei quattro usi del suolo a confronto. Le barre rappresentano l'errore standard.

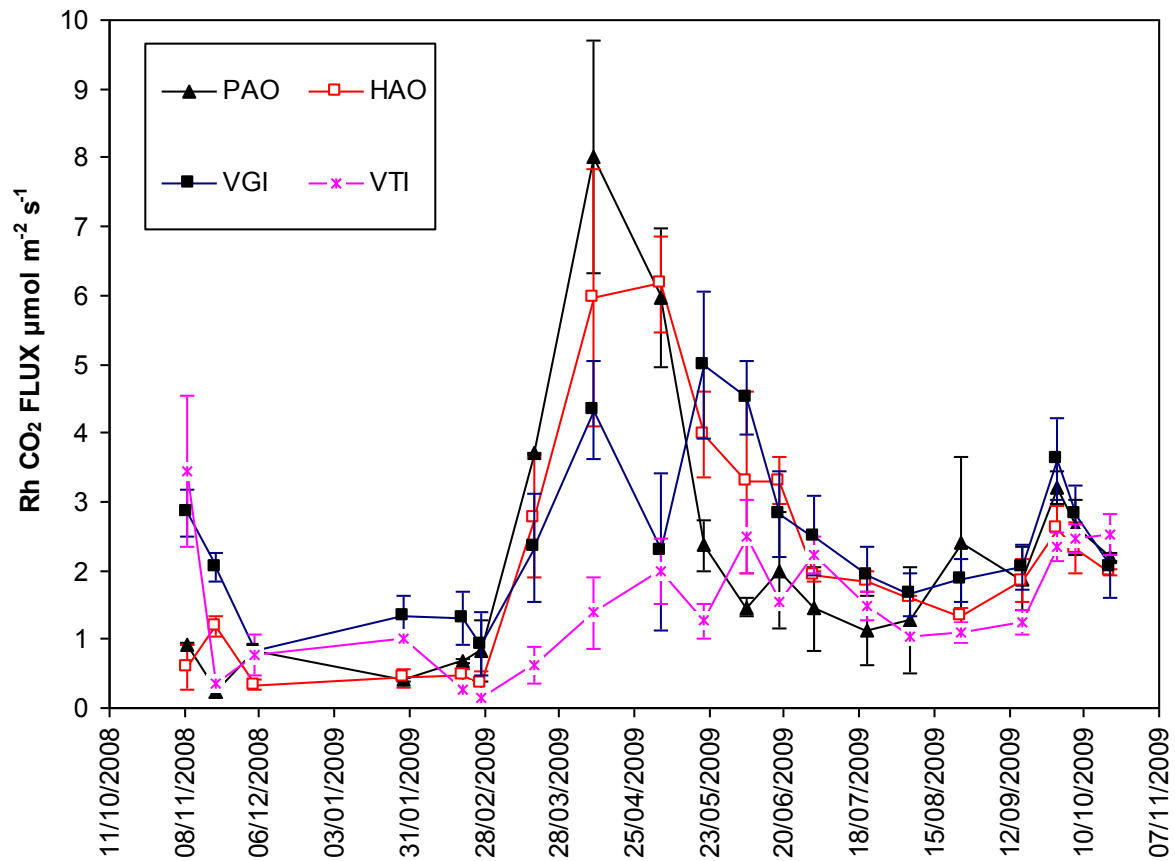


Figura 4. Dinamiche dei tassi di respirazione eterotrofa nei quattro usi del suolo a confronto. Le barre rappresentano l'errore standard.

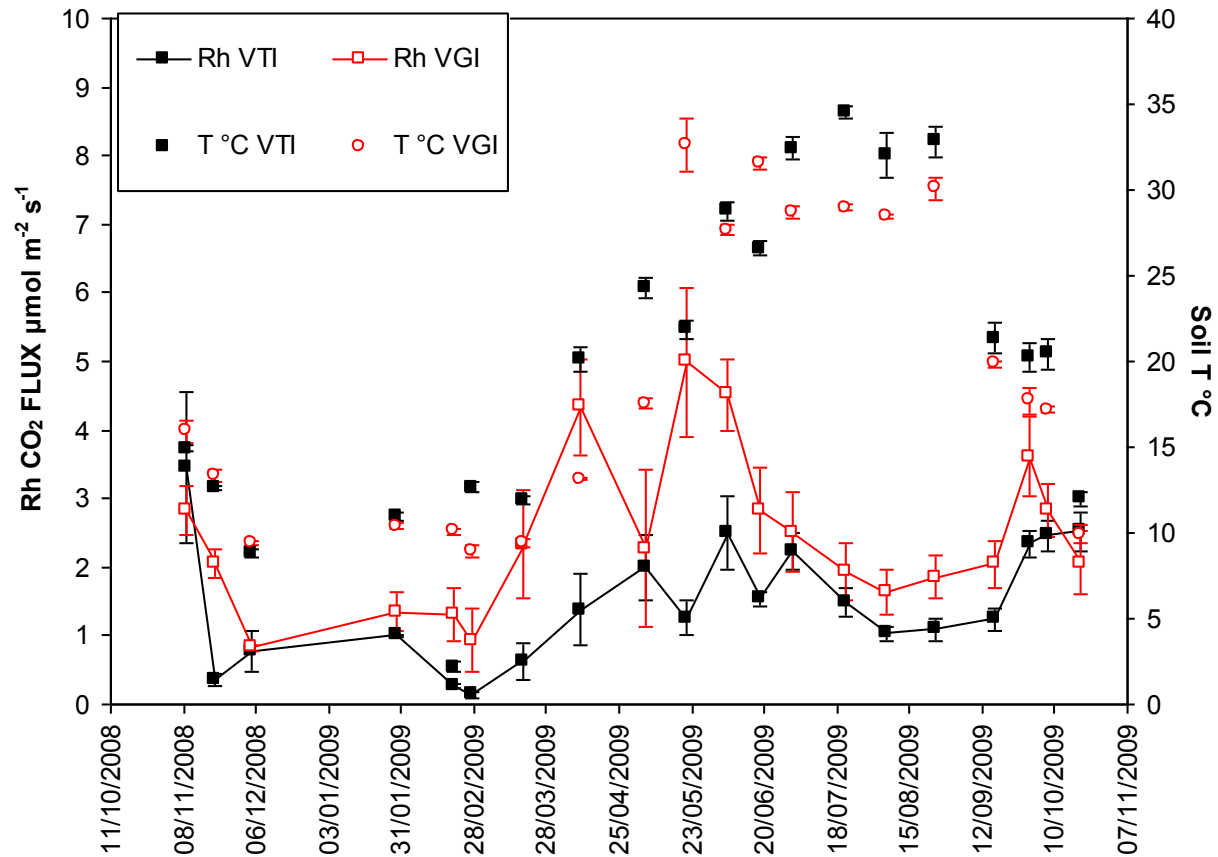


Figura 5. Dinamiche della respirazione eterotrofa del suolo e della temperatura, misurata alla profondità di 10 cm, nell'interfila dei vigneti. Le barre rappresentano l'errore standard.

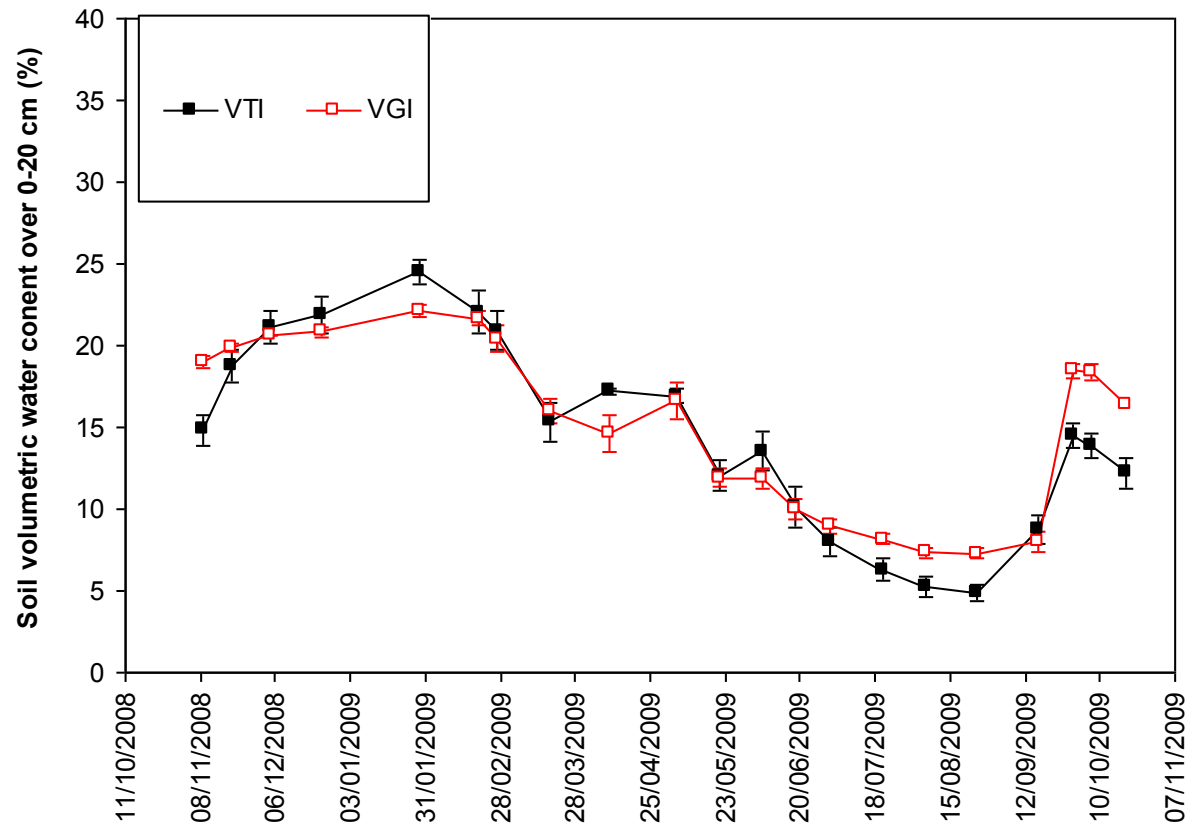


Figura 6. Dinamiche del contenuto idrico del suolo nell'interfila dei due vigneti. Le barre rappresentano l'errore standard.

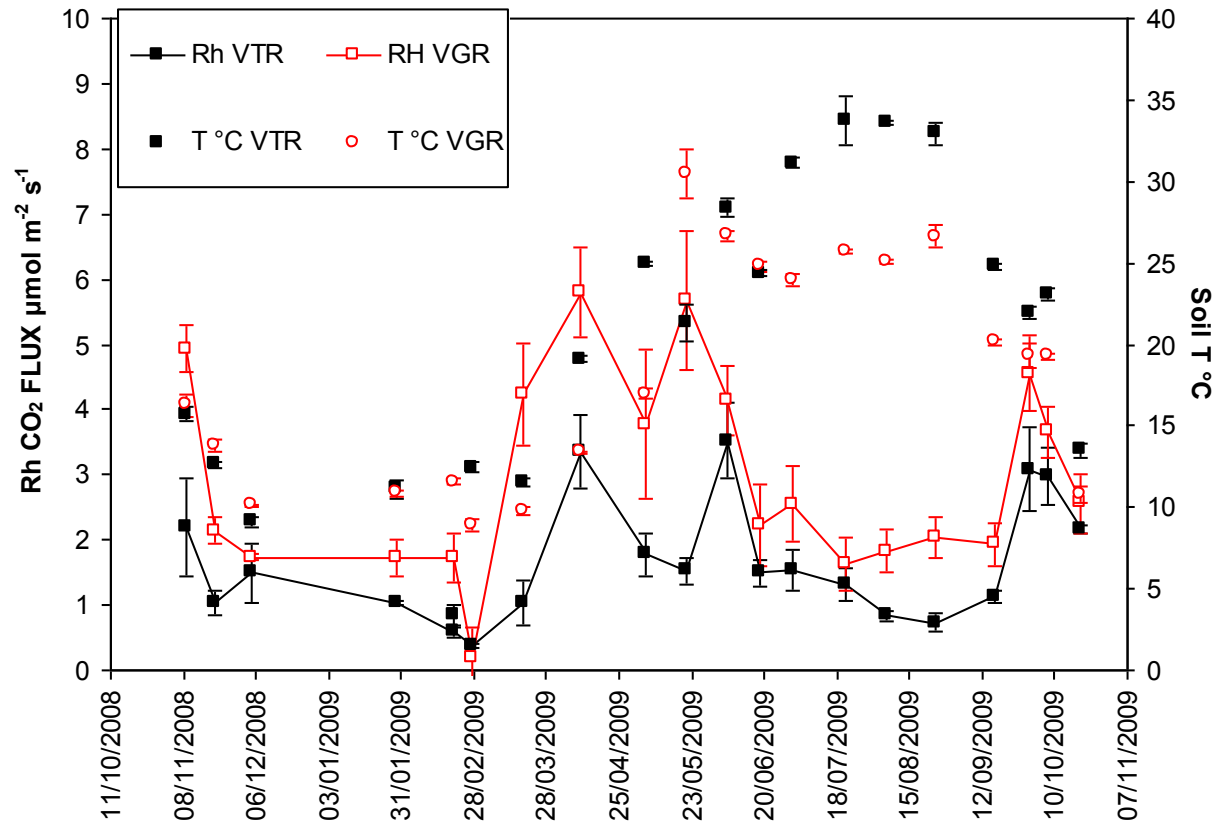


Figura 7. Dinamiche della respirazione eterotrofa del suolo e della temperatura, misurata alla profondità di 10 cm, nella fila dei vigneti. Le barre rappresentano l'errore standard.

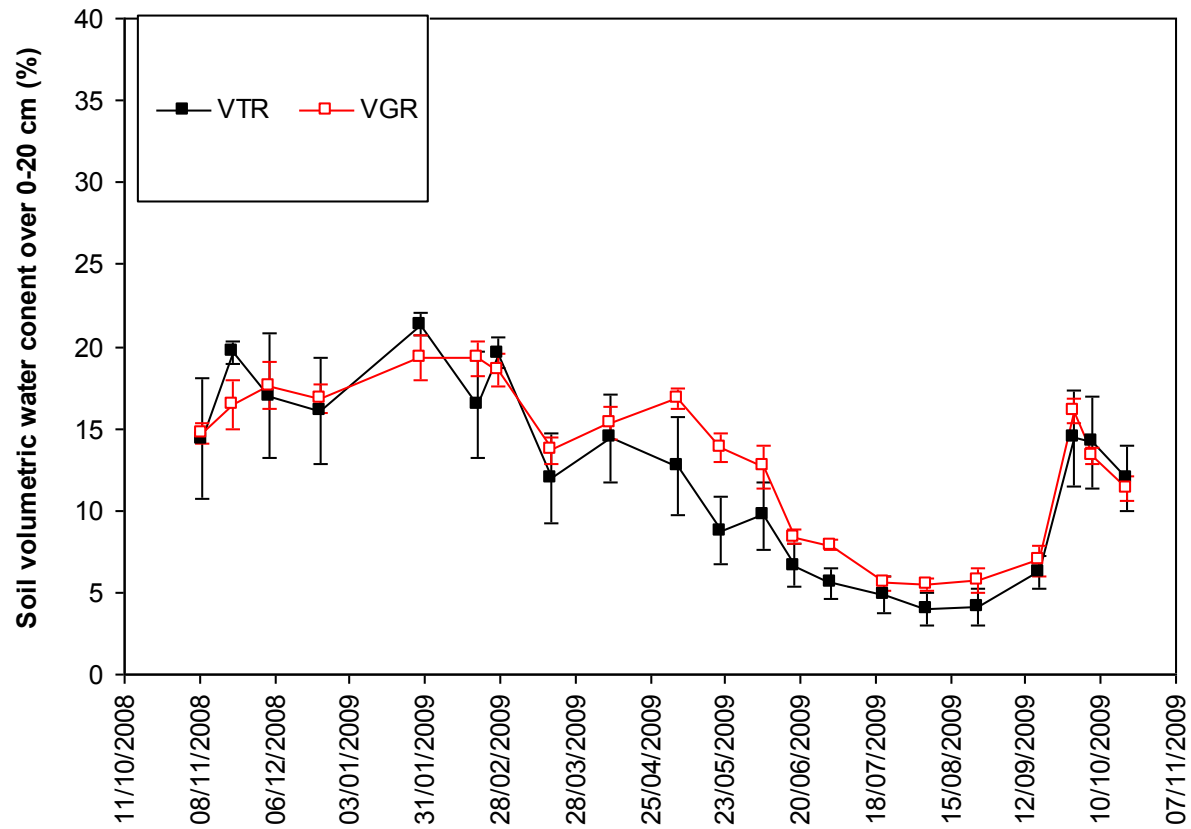


Figura 8. Dinamiche del contenuto idrico del suolo nell'interfila dei due vigneti. Le barre rappresentano l'errore standard.

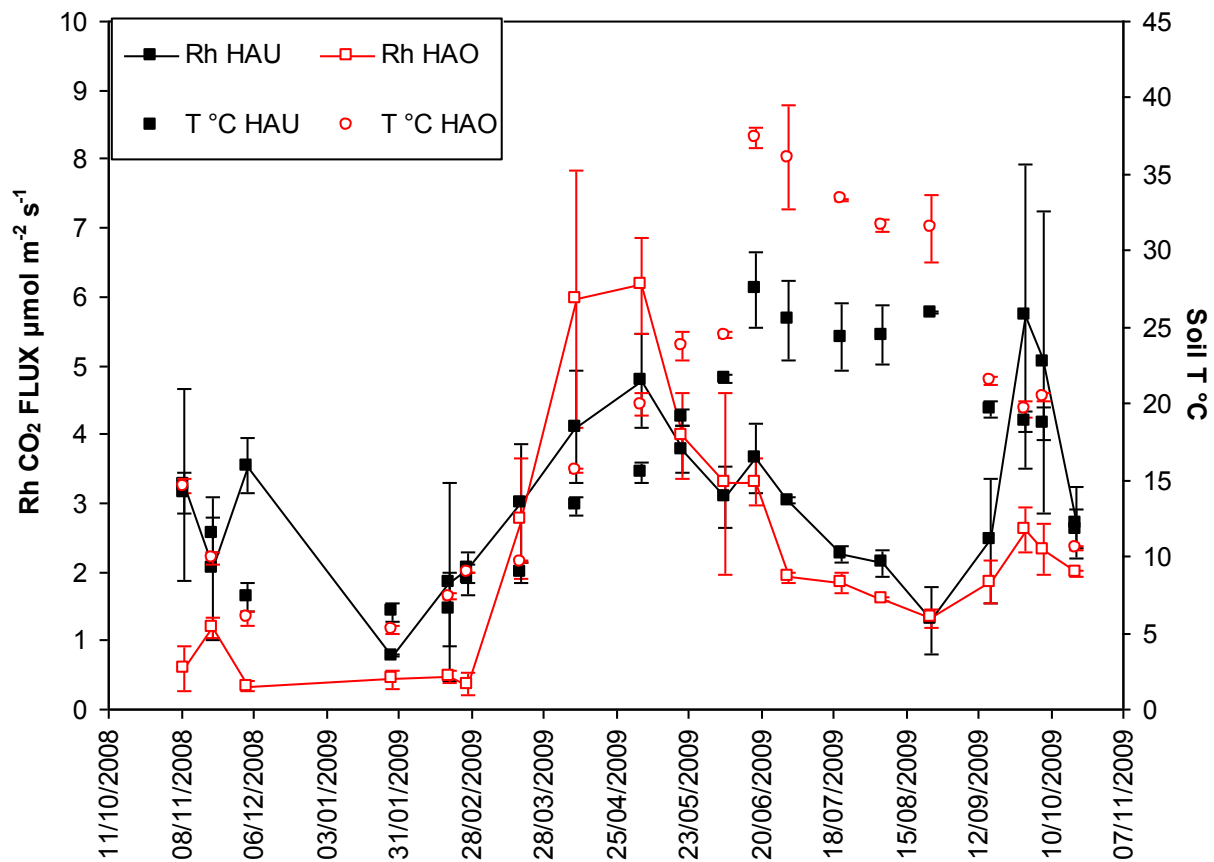


Figura 9. Dinamiche della respirazione eterotrofa del suolo e della temperatura, misurata alla profondità di 10 cm, nell’erbaio. Le barre rappresentano l’errore standard.

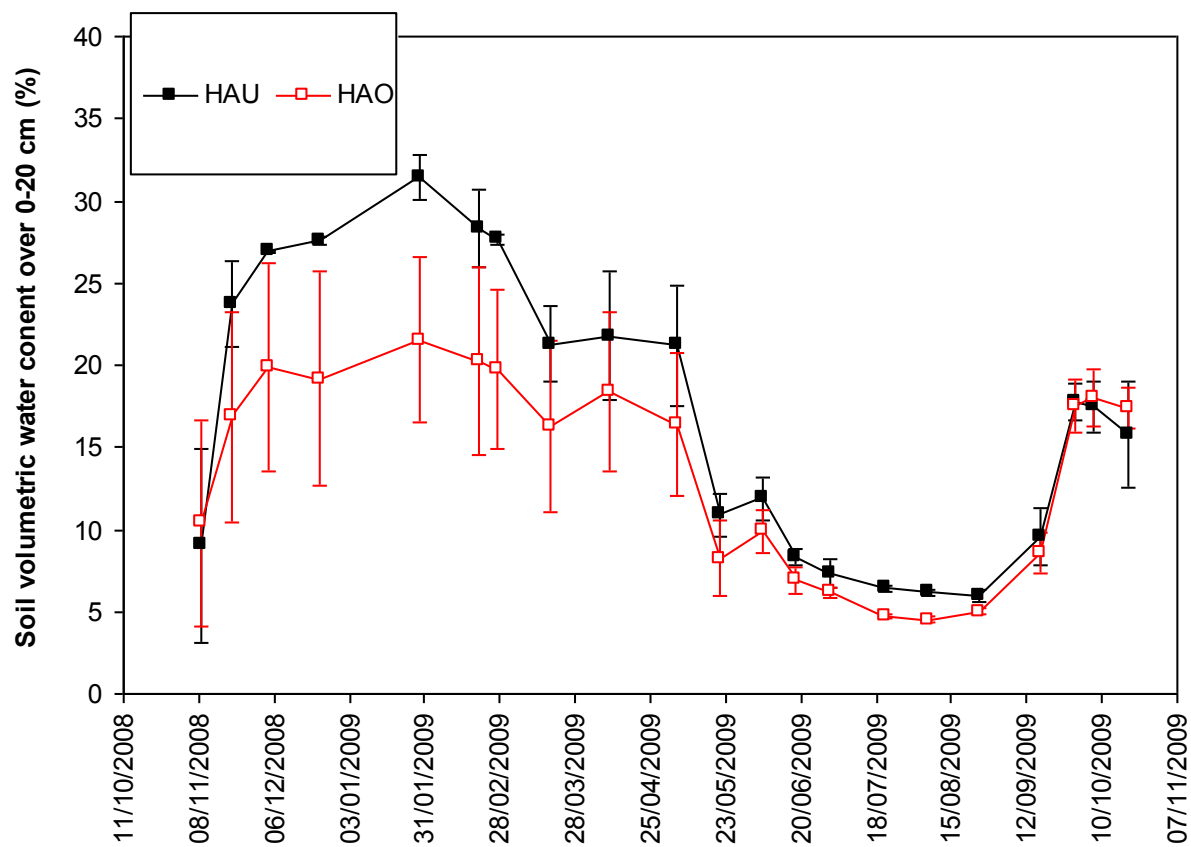


Figura 10. Dinamiche del contenuto idrico del suolo nell’erbaio. Le barre rappresentano l’errore standard.

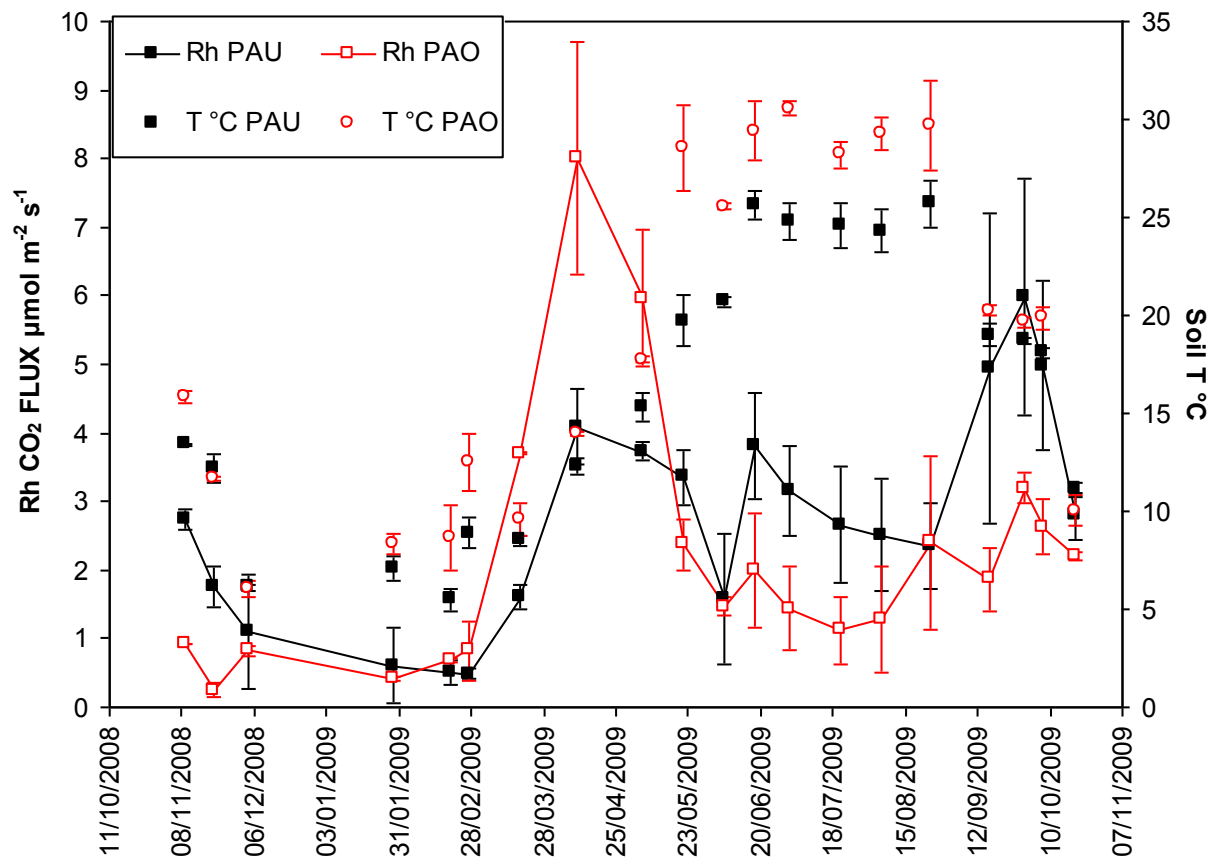


Figura 11. Dinamiche della respirazione eterotrofa del suolo e della temperatura, misurata alla profondità di 10 cm, nel pascolo. Le barre rappresentano l'errore standard.

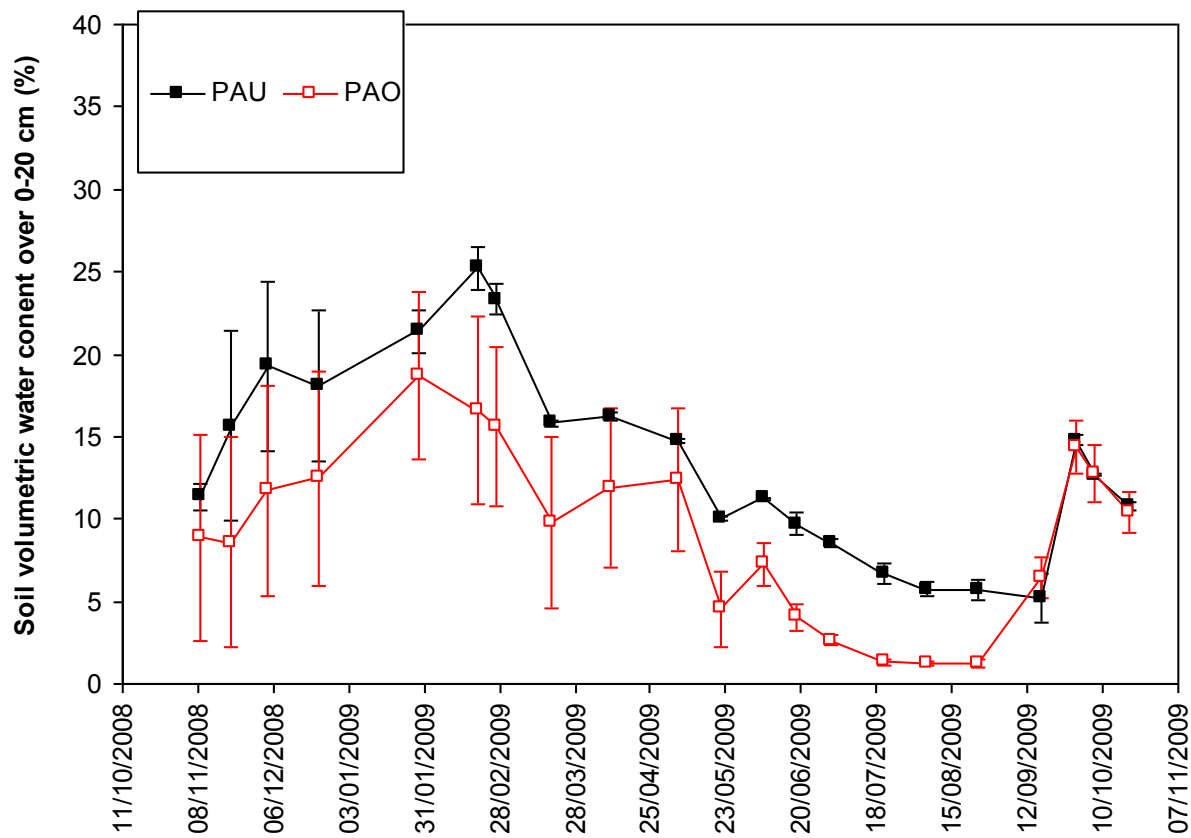


Figura 12. Dinamiche del contenuto idrico del suolo nel pascolo. Le barre rappresentano l'errore standard.

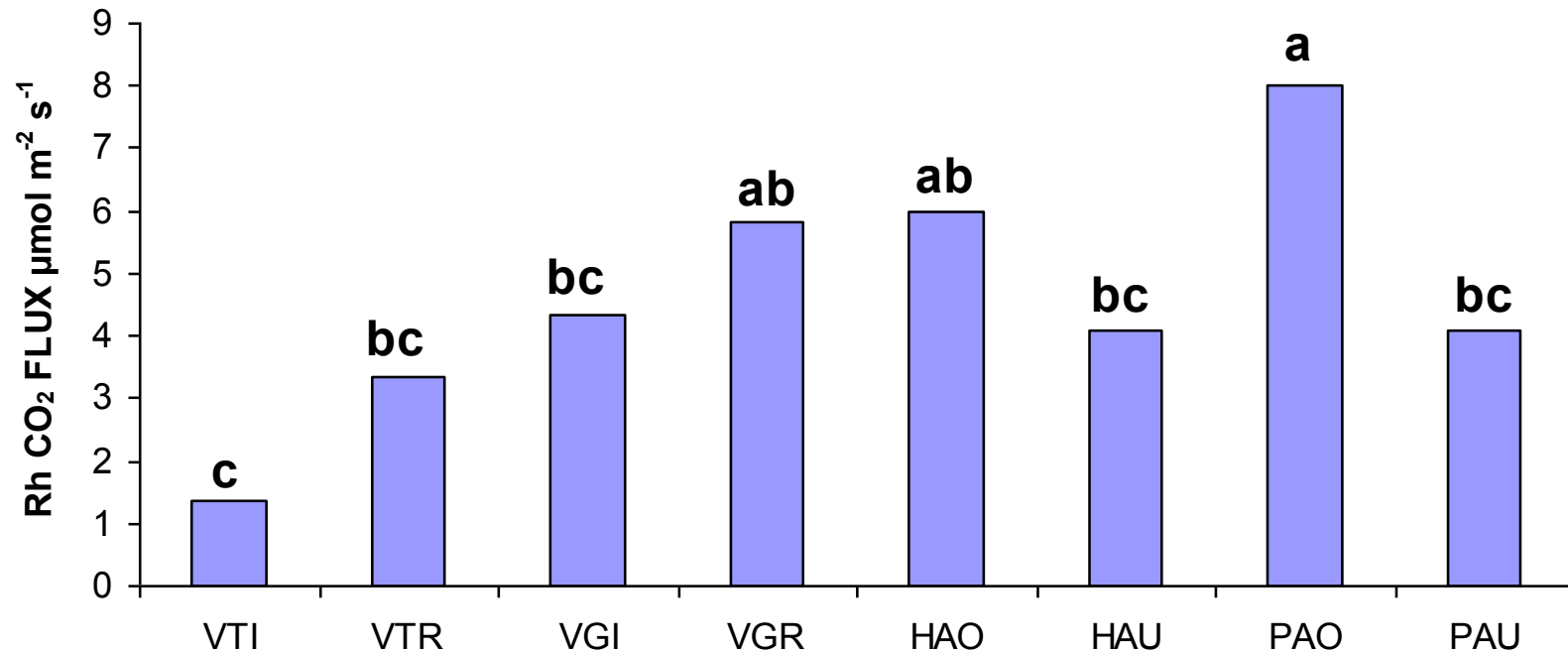


Figura 13. Tassi medi di respirazione eterotrofa del suolo alla data del 10/04/2009. Lettere diverse indicano differenze statisticamente significative per $p < 0,05$.

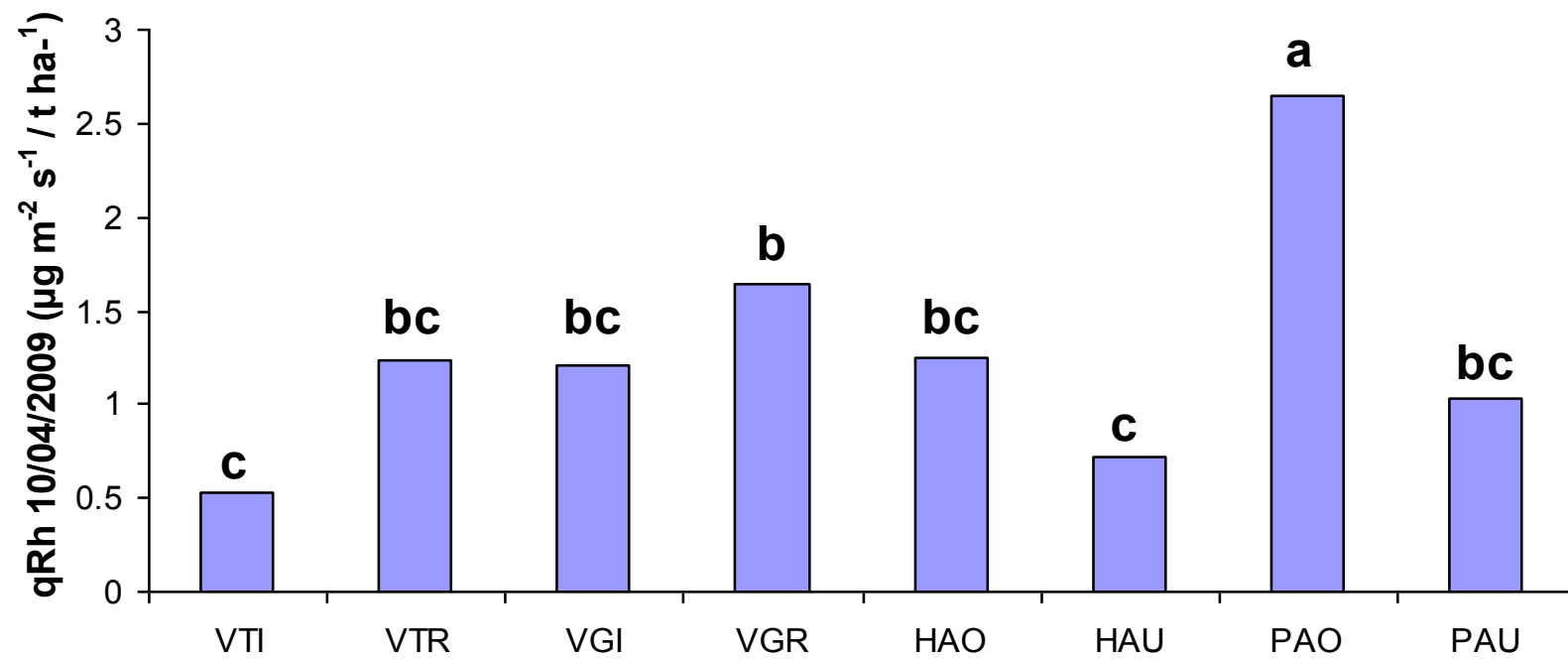


Figura 14. Valori medi del qRh alla data del 10/04/2009. Lettere diverse indicano differenze statisticamente significative per $p < 0,05$.

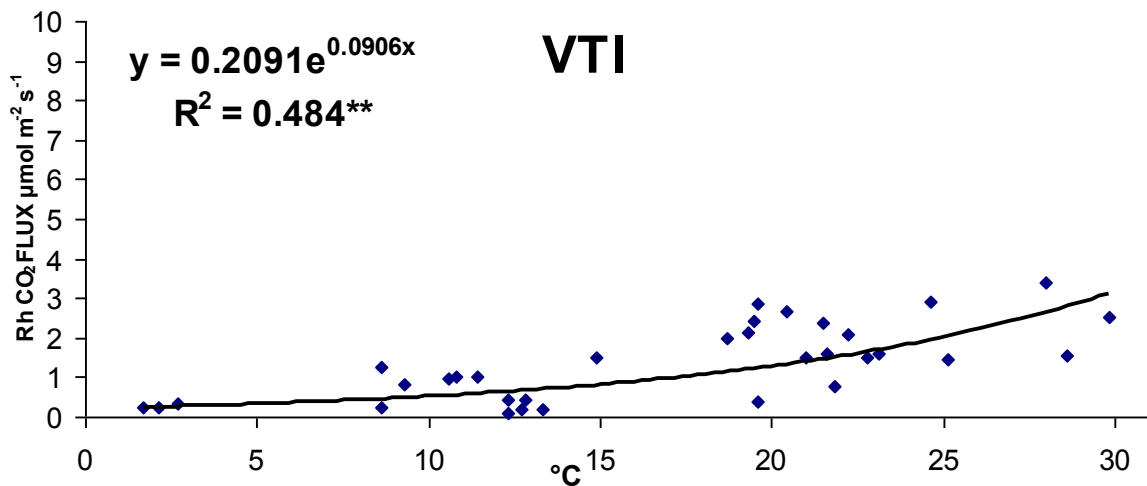


Figura 15. Relazione tra la temperatura, misurata alla profondità di 10 cm, e la respirazione eterotrofa del suolo, relativa al periodo di assenza di limitazione idrica, nell'interfila del vigneto lavorato. * $p < 0,05$, ** $p < 0,01$.

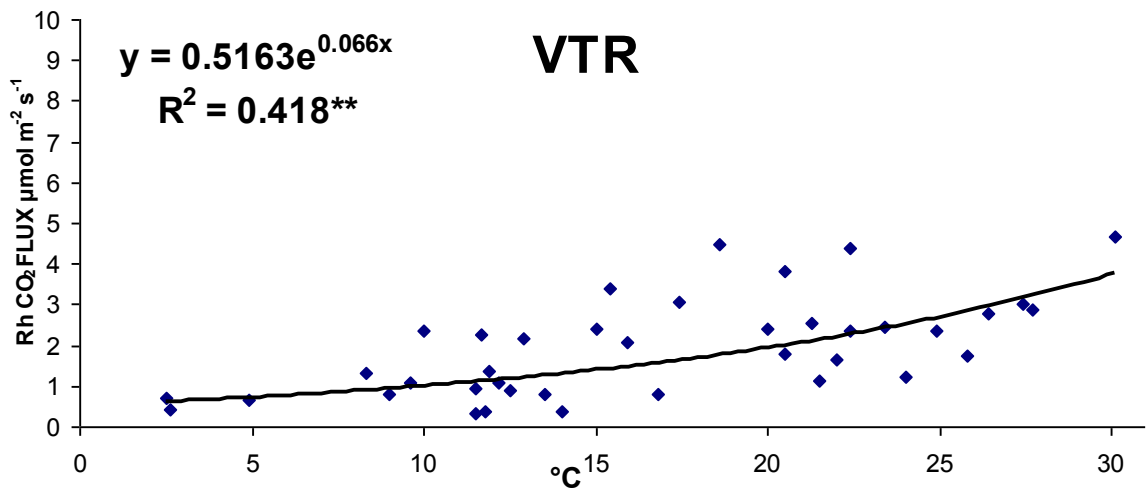


Figura 16. Relazione tra la temperatura, misurata alla profondità di 10 cm, e la respirazione eterotrofa del suolo, relativa al periodo di assenza di limitazione idrica, nella fila del vigneto lavorato. * $p < 0,05$, ** $p < 0,01$.

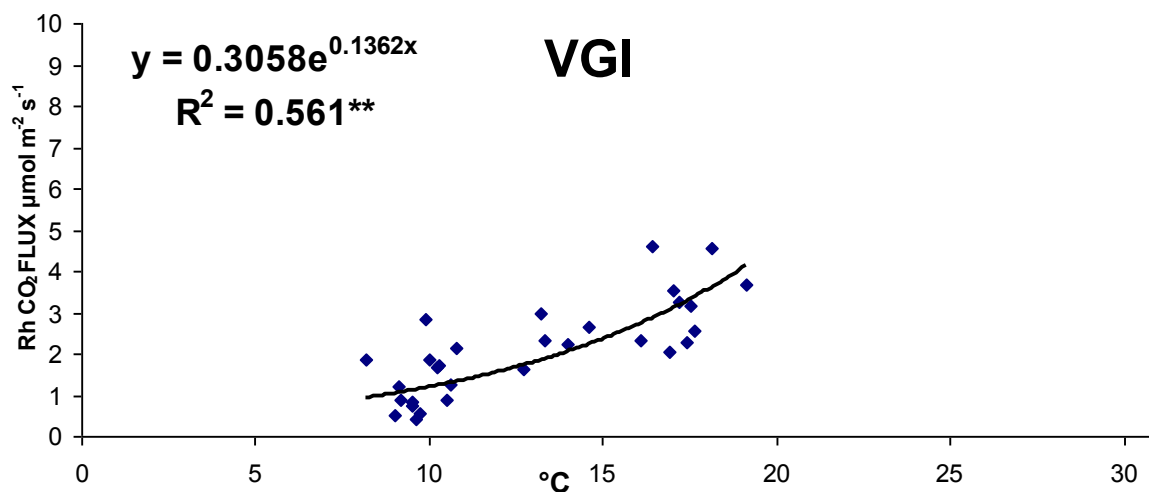


Figura 17. Relazione tra la temperatura, misurata alla profondità di 10 cm, e la respirazione eterotrofa del suolo, relativa al periodo di assenza di limitazione idrica, nell'interfila del vigneto inerbito. * $p < 0,05$, ** $p < 0,01$.

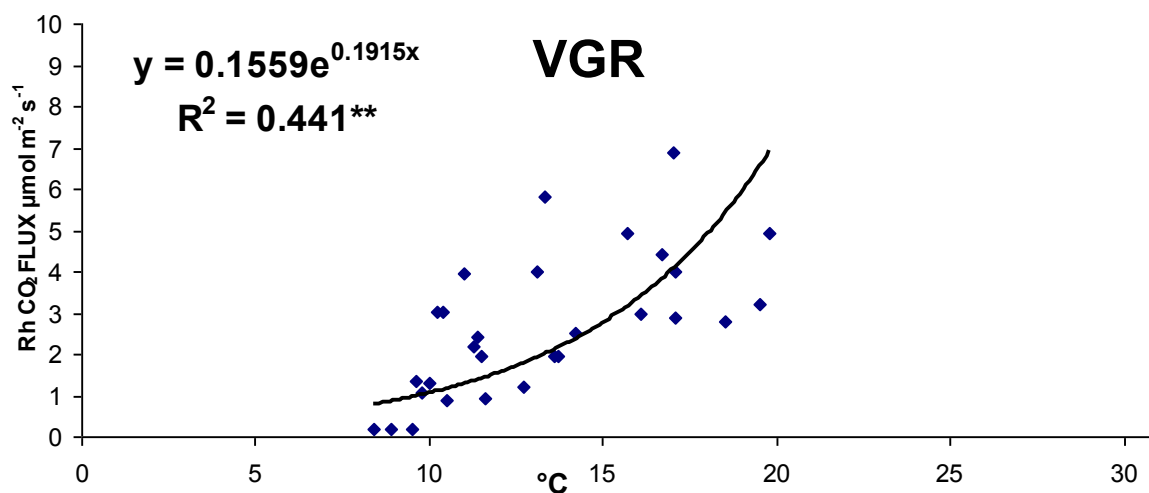


Figura 18. Relazione tra la temperatura, misurata alla profondità di 10 cm, e la respirazione eterotrofa del suolo, relativa al periodo di assenza di limitazione idrica, nella fila del vigneto inerbito. * $p < 0,05$, ** $p < 0,01$.

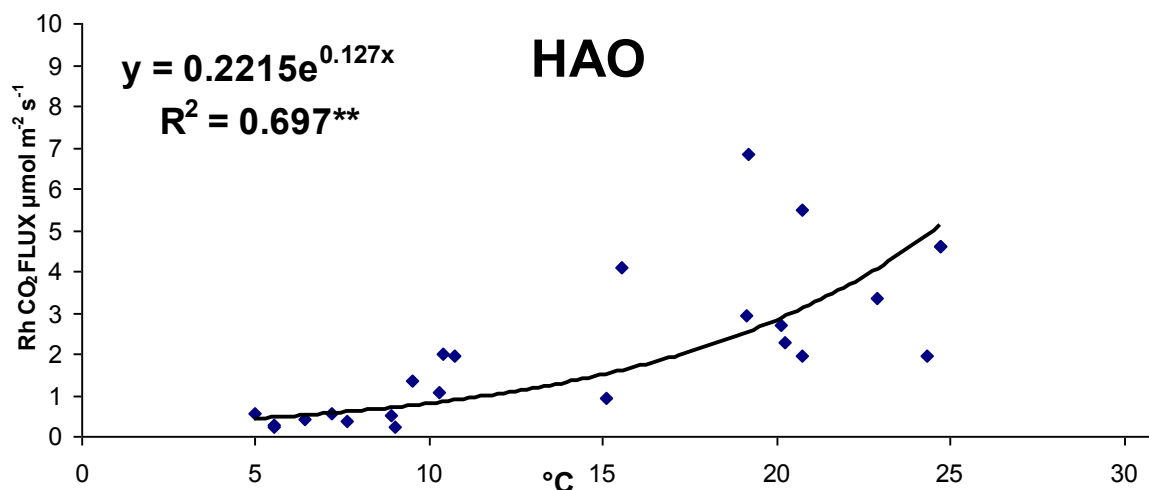


Figura 19. Relazione tra la temperatura, misurata alla profondità di 10 cm, e la respirazione eterotrofa del suolo, relativa al periodo di assenza di limitazione idrica, nel fuori chioma dell'erbaio. *p<0,05, **p<0,01.

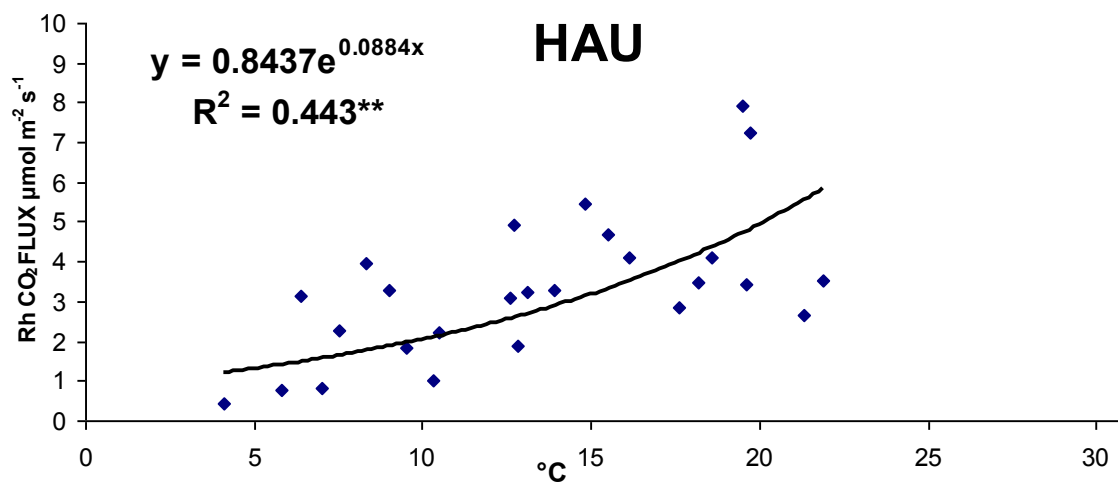


Figura 20. Relazione tra la temperatura, misurata alla profondità di 10 cm, e la respirazione eterotrofa del suolo, relativa al periodo di assenza di limitazione idrica, nel sotto chioma dell'erbaio. *p<0,05, **p<0,01.

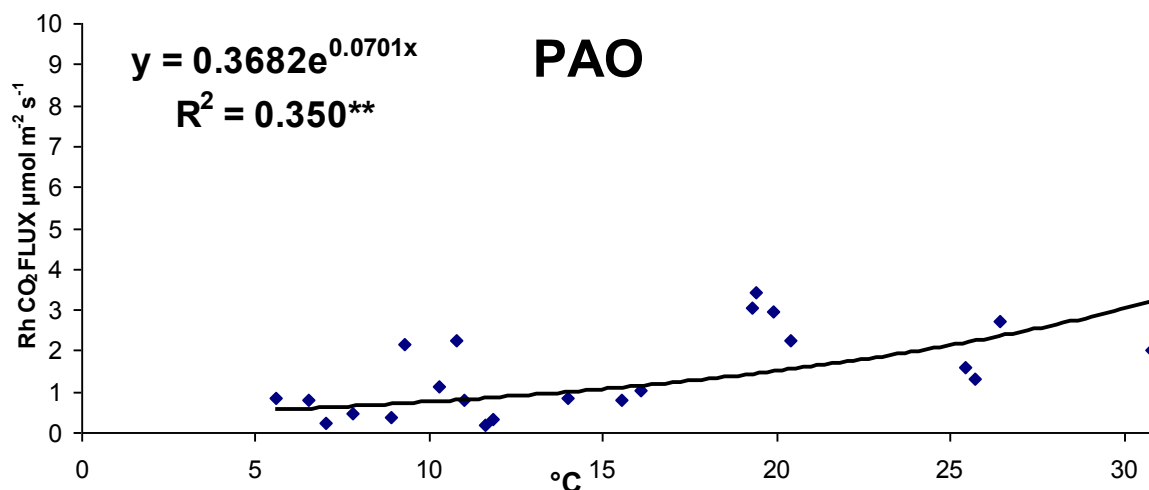


Figura 21. Relazione tra la temperatura, misurata alla profondità di 10 cm, e la respirazione eterotrofa del suolo, relativa al periodo di assenza di limitazione idrica, nel fuori chioma del pascolo. * $p < 0,05$, ** $p < 0,01$.

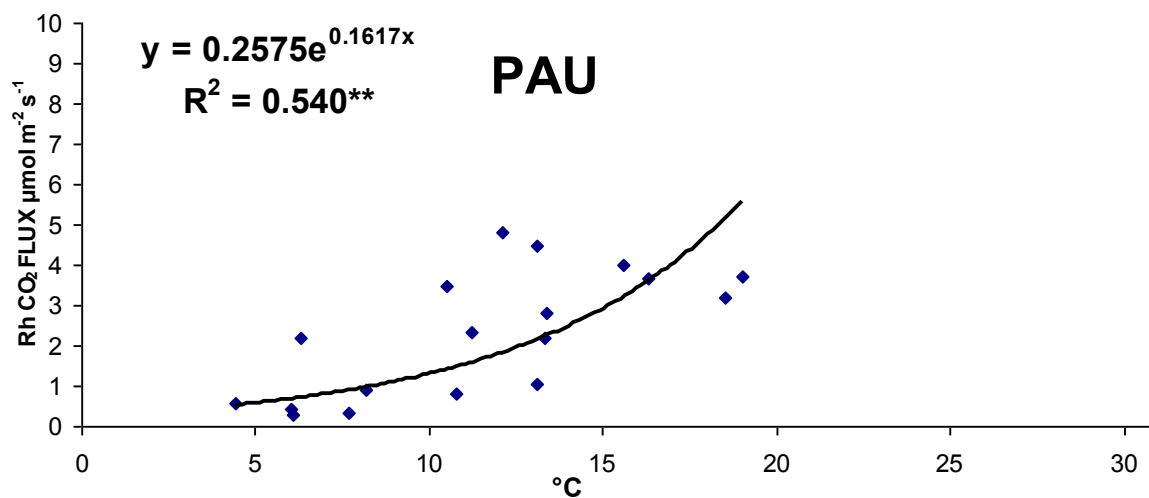


Figura 22. Relazione tra la temperatura, misurata alla profondità di 10 cm, e la respirazione eterotrofa del suolo, relativa al periodo di assenza di limitazione idrica, nel sotto chioma del pascolo. * $p < 0,05$, ** $p < 0,01$.

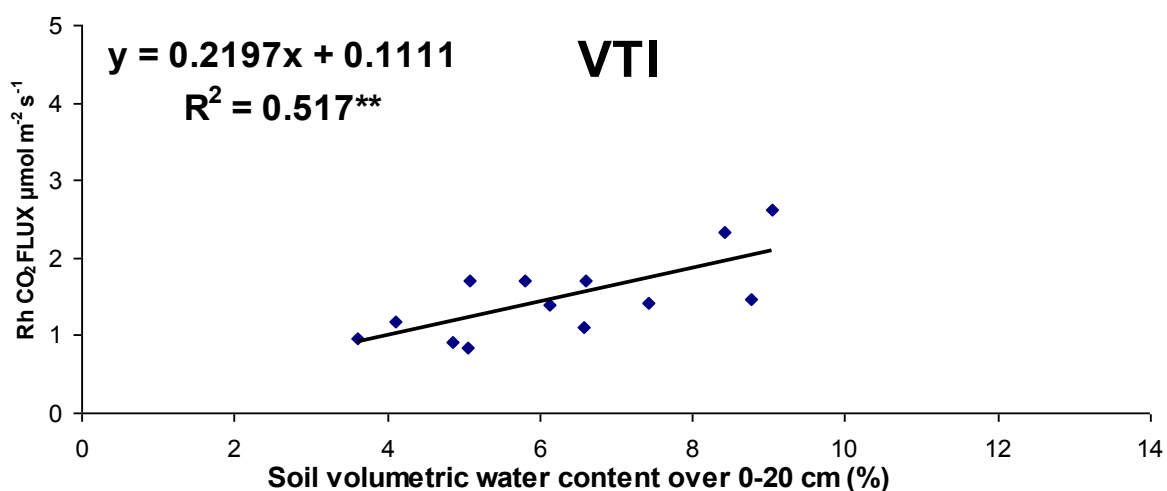


Figura 23. Relazione tra il contenuto idrico e la respirazione eterotrofa del suolo, relativa al periodo di aridità, nell'interfila del vigneto lavorato. * $p < 0.05$, ** $p < 0.01$.

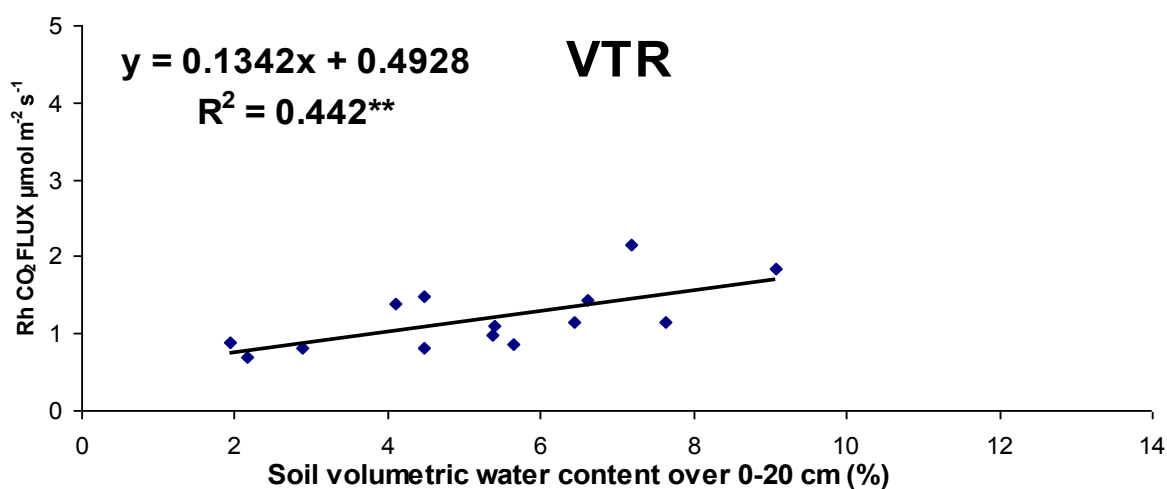


Figura 24. Relazione tra il contenuto idrico e la respirazione eterotrofa del suolo, relativa al periodo di aridità, nella fila del vigneto lavorato. * $p < 0.05$, ** $p < 0.01$.

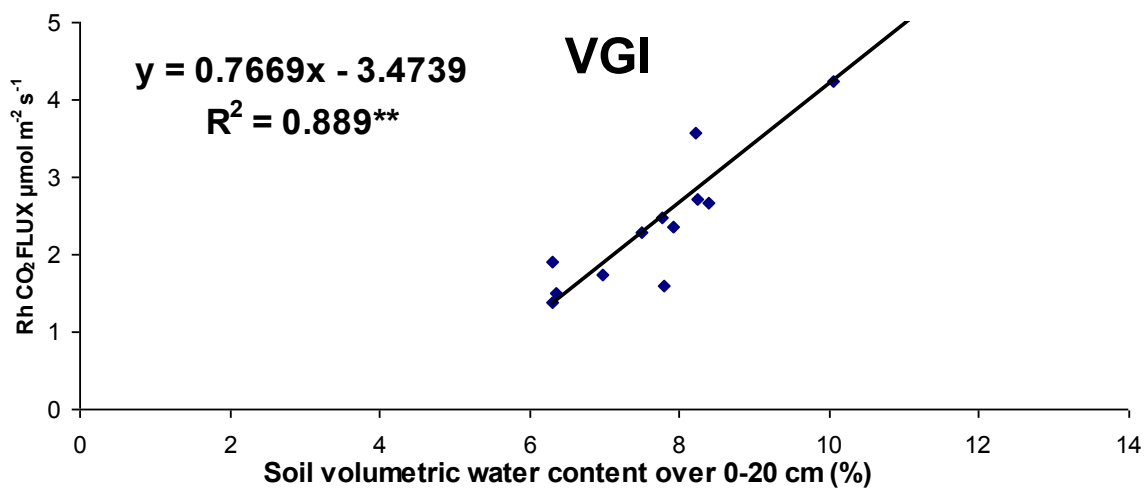


Figura 25. Relazione tra la respirazione eterotrofa del suolo ed il contenuto idrico, relativa al periodo di aridità, nell'interfila del vigneto inerbito. * $p < 0.05$, ** $p < 0.01$.

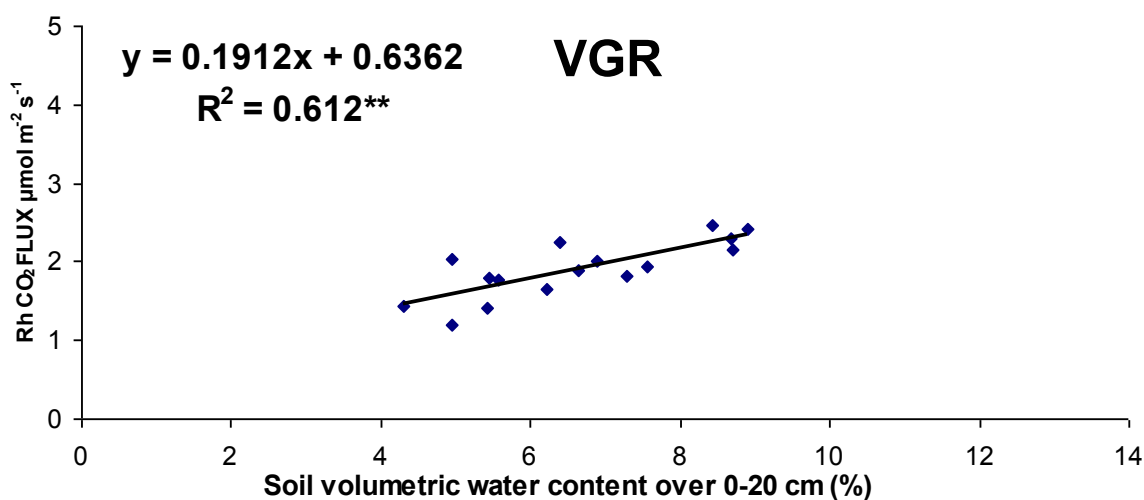


Figura 26. Relazione tra la respirazione eterotrofa del suolo ed il contenuto idrico, relativa al periodo di aridità, nella fila del vigneto inerbito. * $p < 0.05$, ** $p < 0.01$.

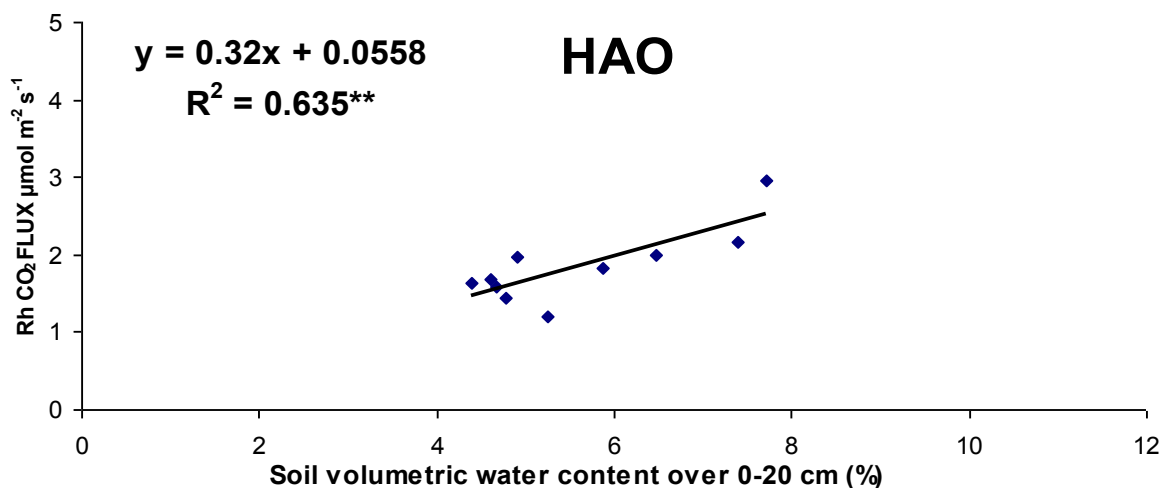


Figura 27. Relazione tra la respirazione eterotrofa del suolo ed il contenuto idrico, relativa al periodo di aridità, nel fuori chioma dell'erbaio. * $p < 0.05$, ** $p < 0.01$.

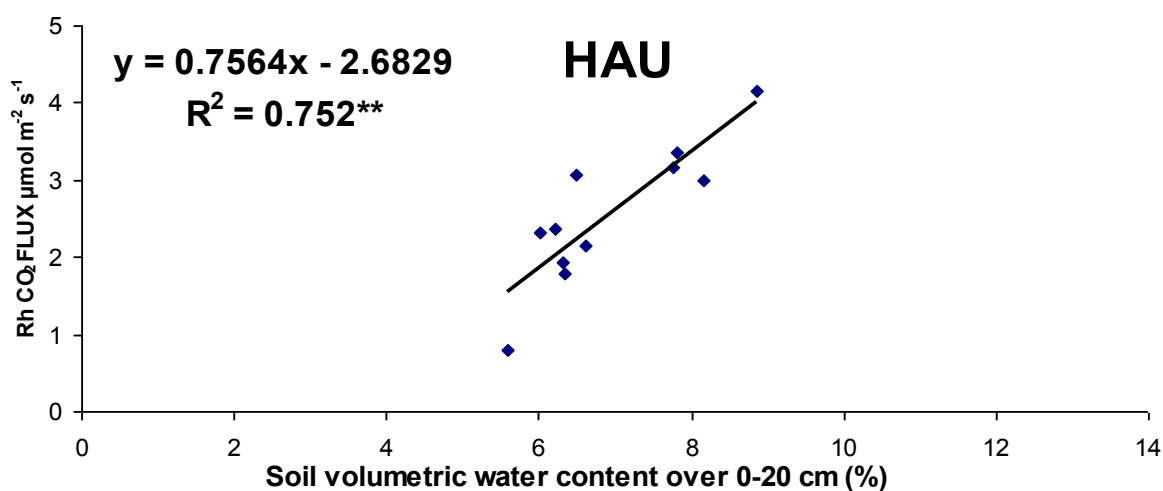


Figura 28. Relazione tra la respirazione eterotrofa del suolo ed il contenuto idrico, relativa al periodo di aridità, nel sotto chioma dell'erbaio. * $p < 0.05$, ** $p < 0.01$.

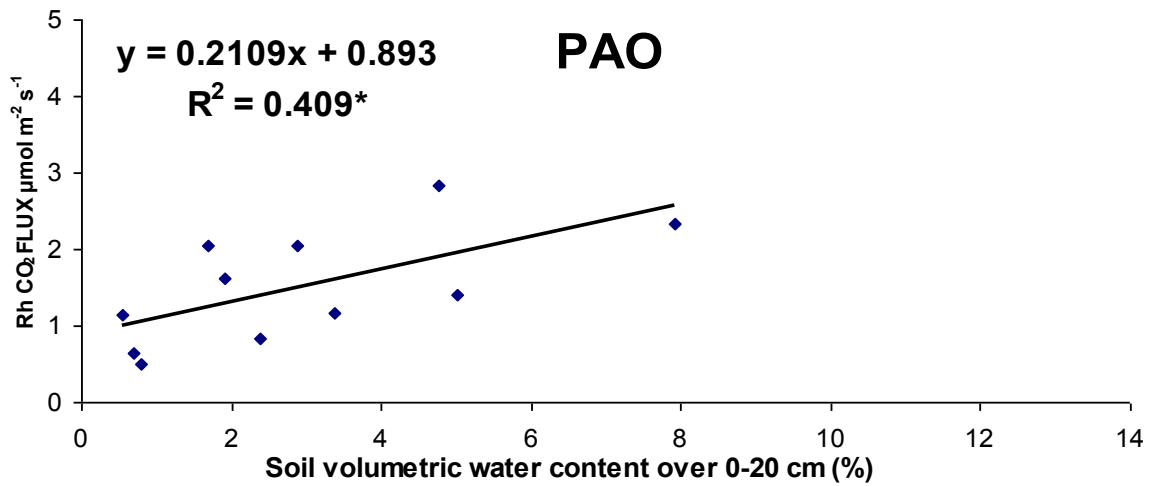


Figura 29. Relazione tra la respirazione eterotrofa del suolo ed il contenuto idrico, relativa al periodo di aridità, nel fuori chioma del pascolo. * $p < 0.05$, ** $p < 0.01$.

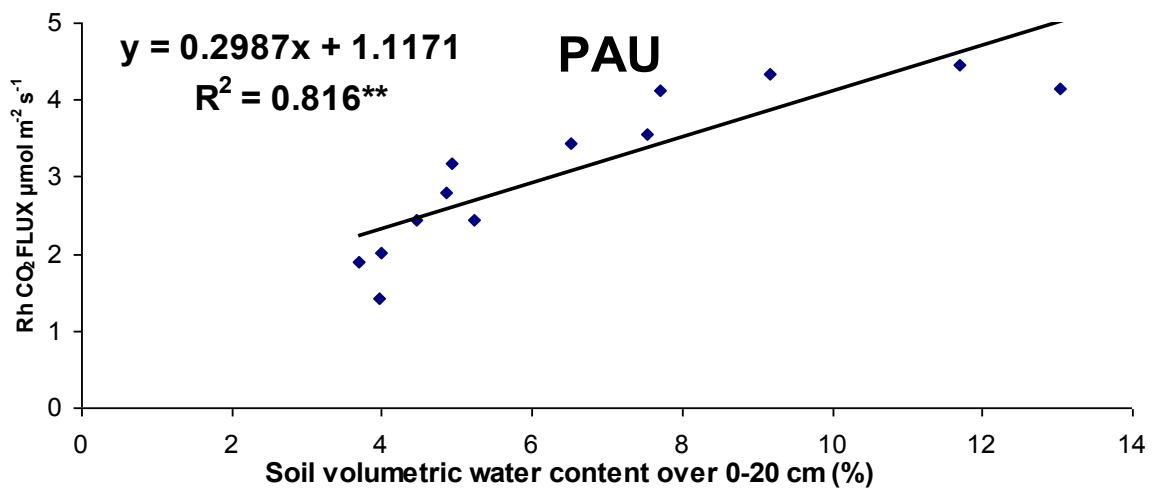


Figura 30. Relazione tra la respirazione eterotrofa del suolo ed il contenuto idrico, relativa al periodo di aridità, nel sotto chioma del pascolo. * $p < 0.05$, ** $p < 0.01$.

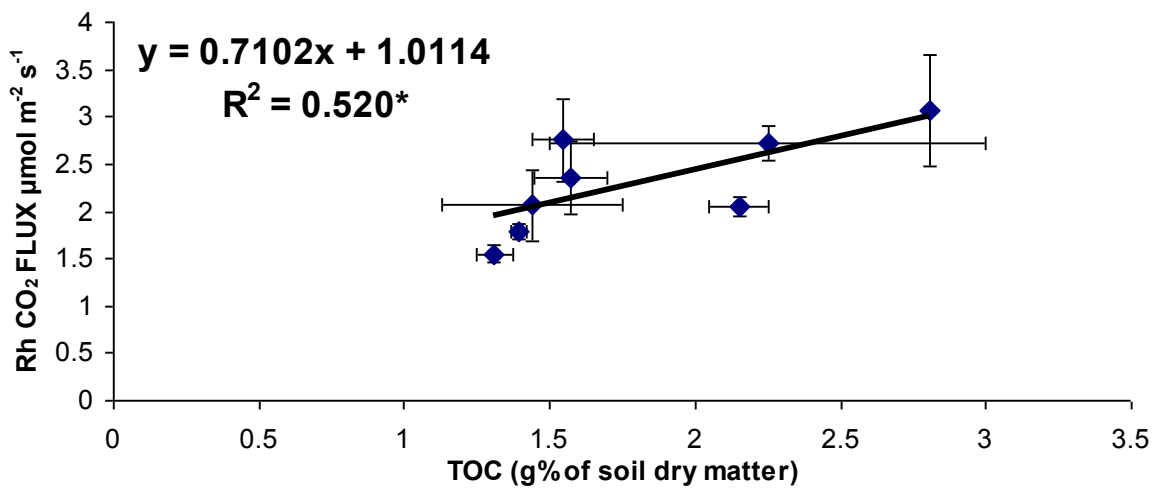


Figura 31. Relazione tra il contenuto medio di carbonio e il tasso medio annuale di respirazione eterotrofa del suolo delle tesi a confronto. Le barre rappresentano l'errore standard. * $p < 0.05$, ** $p < 0.01$.

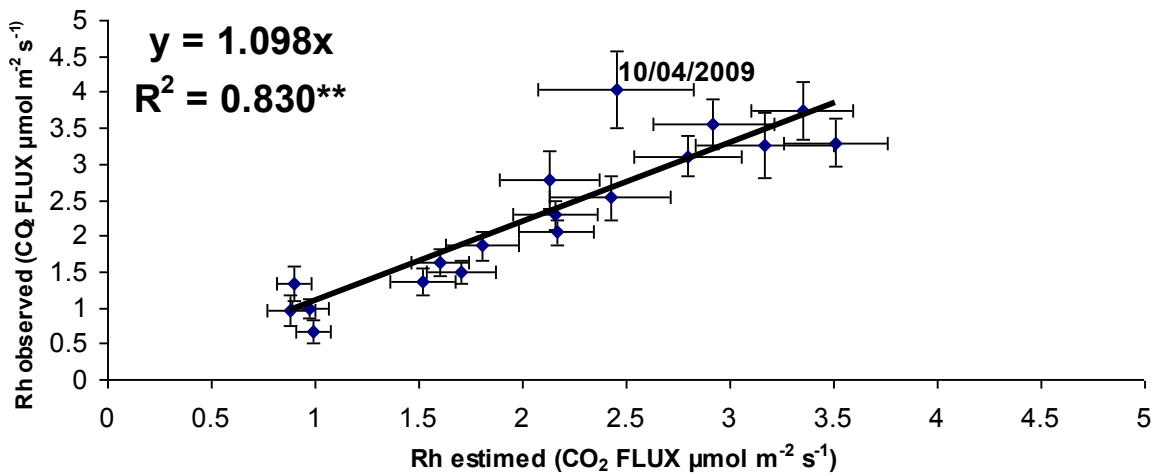


Figura 32. Relazione, per data di rilievo, tra il tasso, medio fra tesi, di respirazione eterotrofa del suolo stimato, tramite le equazioni delle figure 15-30, e osservato. Le barre rappresentano l'errore standard. * $p < 0.05$, ** $p < 0.01$.

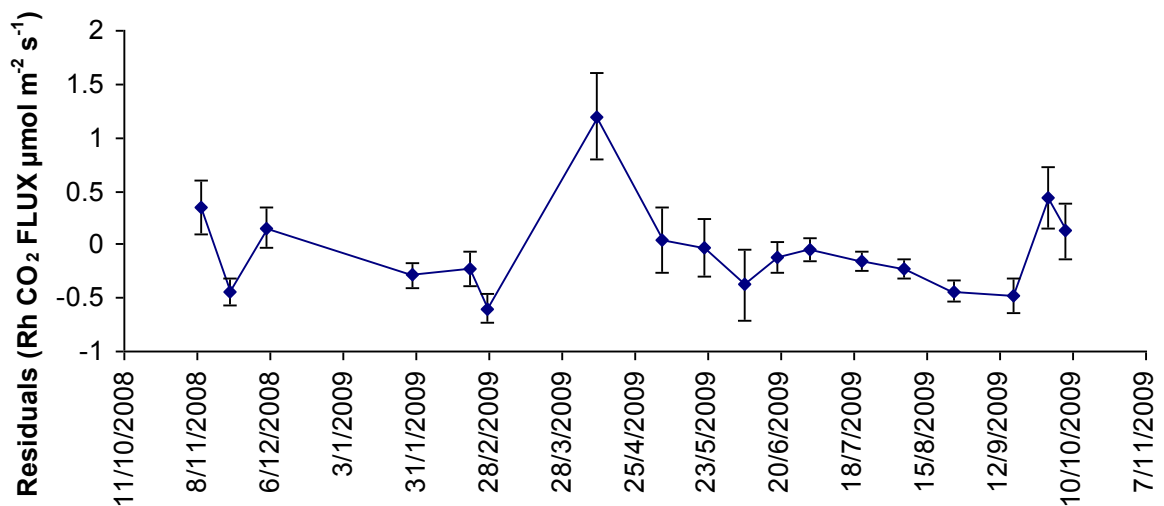


Figura 33. Dinamica dei residui della regressione rappresentata in figura 32. Le barre rappresentano l'errore standard.

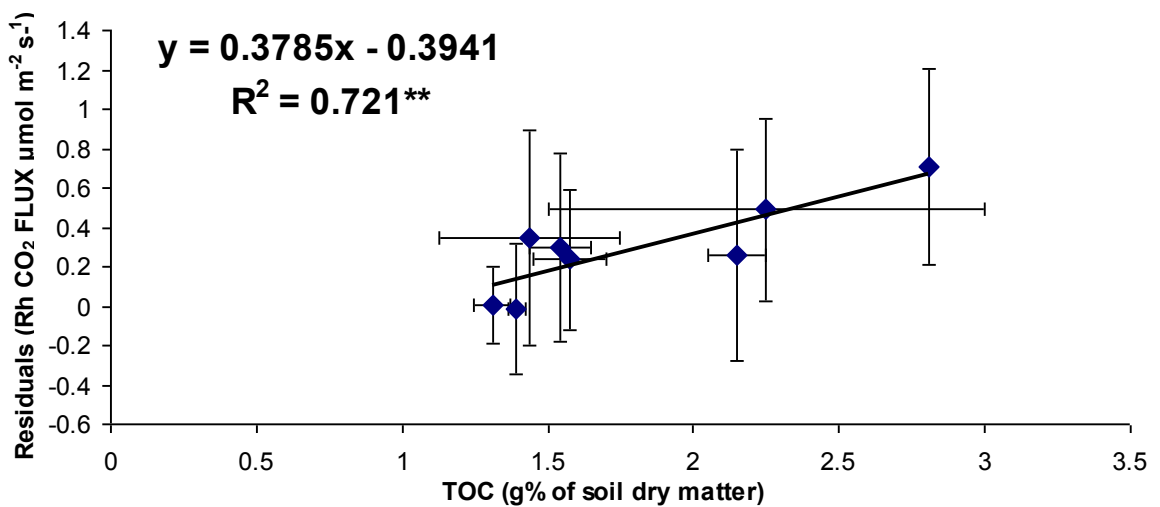


Figura 34. Relazione tra il contenuto medio di carbonio ed i residui medi di ogni tesi, delle regressioni tra valori stimati ed osservati, relativi ai picchi annuali dei tassi di respirazione eterotrofa del suolo. Le barre rappresentano l'errore standard. * $p < 0.05$, ** $p < 0.01$.