

Università degli Studi della Toscana

Dipartimento per l'innovazione nei sistemi Biologici,
Agroalimentari e Forestali

Dottorato di Ricerca in Ecologia Forestale ciclo XXIV

Titolo Tesi

“Impatto dell'aumento di temperatura e dei periodi siccitosi
sui flussi di carbonio in un arbusteto mediterraneo ”

Settore disciplinare AGR05

Coordinatore: Prof. Dr. Paolo De Angelis

Tutore: Prof. Dr. Paolo De Angelis

Co-Tutore: Giovanbattista de Dato

Dottorando: Gabriele Guidolotti

INDICE

CAPITOLO 1.	Il contesto e le problematiche generali	4
1.1-	Il ciclo del carbonio negli ecosistemi terrestri	5
1.2-	I cambiamenti climatici	6
1.3-	Effetti dei cambiamenti climatici sugli ecosistemi terrestri	7
1.4-	Tecniche di manipolazione per lo studio dei cambiamenti climatici	8
1.5-	Obiettivi	10
1.6-	Bibliografia	11
CAPITOLO 2.	Il sito ed il disegno sperimentale	16
2.1-	Il sito sperimentale di Porto Conte	17
2.2-	Il progetto INCREASE	18
2.3-	Il disegno sperimentale e la manipolazione climatica	19
2.4-	Effetti del trattamento <i>drought</i> nel biennio 2010-2011	21
2.5-	Effetti del trattamento <i>warming</i> nel biennio 2010-2011	23
2.6-	Misure svolte in situ	23
2.7-	Bibliografia	26
CAPITOLO 3.	Sviluppo di un sistema per la misura degli scambi gassosi a livello di ecosistema	27
3.1-	Introduzione	28
3.2-	Design della camera	29
3.3-	Test della camera	30
3.3-1.	Test di tenuta della camera	30
3.3-2.	Test della temperatura interna	32
3.3-3.	Test della pressione	33
3.3-4.	Test della radiazione	33
3.3-5.	Calcolo del flusso	35
3.3-6.	Confronto con camera suolo	35

3.3-7.	Effetto dei ventilatori	36
3.4-	Bibliografia	37
CAPITOLO 4.	Impatto dell'incremento della temperatura e della durata del periodo arido sulla funzionalità di una gariga mediterranea	40
4.1-	Introduzione	41
4.2-	Materiali e metodi	42
4.3-	Risultati	42
4.3-1.	Variabili ambientali e strutturali	42
4.3-2.	Componenti del bilancio del carbonio	43
4.4-	Discussioni	53
4.5-	Bibliografia	55
CAPITOLO 5.	Effetto dell'aridità estiva sui componenti del bilancio del carbonio di una gariga mediterranea	60
5.1-	Introduzione	61
5.2-	Materiali e metodi	61
5.3-	Risultati	63
5.4-	Discussioni	66
5.5-	Bibliografia	67
CAPITOLO 6.	Dipendenza dei flussi di carbonio dai driver ambientali ed effetto dell'incremento di temperatura e della durata del periodo arido integrato nel tempo	70
6.1-	Introduzione	71
6.2-	Materiali e metodi	72
6.3-	Risultati	73
6.4-	Discussioni	79
6.5-	Bibliografia	80
CAPITOLO 7.	Conclusioni	88

CAPITOLO 1

IL CONTESTO E LE PROBLEMATICHE GENERALI



Immagine di una gariga a *Cistus* nel nord ovest della Sardegna

1.1 I Il Ciclo del carbonio degli ecosistemi terrestri

Attività umane, come l'utilizzo dei combustibili fossili e la deforestazione, hanno portato ad un graduale ma repentino aumento della concentrazione di CO₂ che da circa 280 ppm dell'era pre-industriale ha superato i 380 ppm, con la previsione di una potenziale concentrazione di 700 ppm per la fine del ventunesimo secolo (IPCC, 2007).

Tra il 2000 e il 2006, le emissioni dovute ai combustibili fossili e produzione di cemento ammonterebbero a 8.4 Pg C yr⁻¹, 1.5 Pg C yr⁻¹ le emissioni causate dalla distruzione di 13 milioni di ettari di foreste tropicali, per un totale di emissioni antropiche di 9.9 Pg C yr⁻¹. Di queste solo 4.1 Pg C yr⁻¹ (il 45%) rimangono in atmosfera. Per mezzo di analisi fatte con diversi modelli, con misure di isotopi del carbonio e del rapporto O₂/N₂ atmosferico è stato stimato che gli oceani assorbono annualmente 2.2 Pg C yr⁻¹ (il 24%), mentre gli ecosistemi terrestri assorbirebbero 2.8 Pg C yr⁻¹ (il 30%) (Canadell *et al.* 2007).

Negli ecosistemi terrestri (Figura 1.1), il carbonio atmosferico in forma gassosa (CO₂), viene fissato sotto forma di carbonio organico, essenzialmente attraverso il processo fotosintetico di vegetali superiori, alghe, licheni e batteri fotosintetici. In questo processo, la CO₂ atmosferica viene convertita in glucosio grazie all'energia radiante. L'assorbimento lordo di carbonio dall'atmosfera prende il nome di produzione primaria lorda (GPP *Gross Primary Production*).

Parte del carbonio assimilato viene però utilizzato dalla pianta stessa per soddisfare le proprie esigenze metaboliche, dando origine ad un flusso in uscita che prende il nome di respirazione autotrofa (Ra *autotrophic respiration*). La differenza fra produzione primaria lorda e respirazione autotrofa rappresenta la produzione annuale di carbonio delle piante, la produzione primaria netta (NPP *Net Primary Production*).

$$GPP = NPP + Ra$$

Inoltre con la respirazione eterotrofa (Rh *Heterotrophic Respiration*) degli organismi decompositori della necromassa vegetale, una ulteriore parte del carbonio viene riemesso in atmosfera sotto forma di CO₂. Sottraendo la respirazione eterotrofa alla produzione primaria netta, si ha la produzione primaria netta di ecosistema NEP (*Net Ecosystem Production*) detta anche NEE (*Net Ecosystem Exchange*), che corrisponde alla quantità di carbonio che è immagazzinato o emesso da un ecosistema in un certo intervallo di tempo.

$$NEP = NPP - Rh = GPP - (Ra + Rh)$$

La NEP è la misura del reale assorbimento di un ecosistema. La somma di Ra e Rh viene definita respirazione totale di ecosistema TER (*Total Ecosystem Respiration*).

La respirazione totale di ecosistema (TER) è la perdita maggiore di carbonio, ad ogni modo non va dimenticato che vi sono altri processi "minori" tramite i quali l'ecosistema perde carbonio e sono: la

lisciviazione di carbonio inorganico ed organico disciolto in acqua, la perdita di carbonio sotto forma di metano (CH_4) e sotto forma di composti organici volatili (VOC).

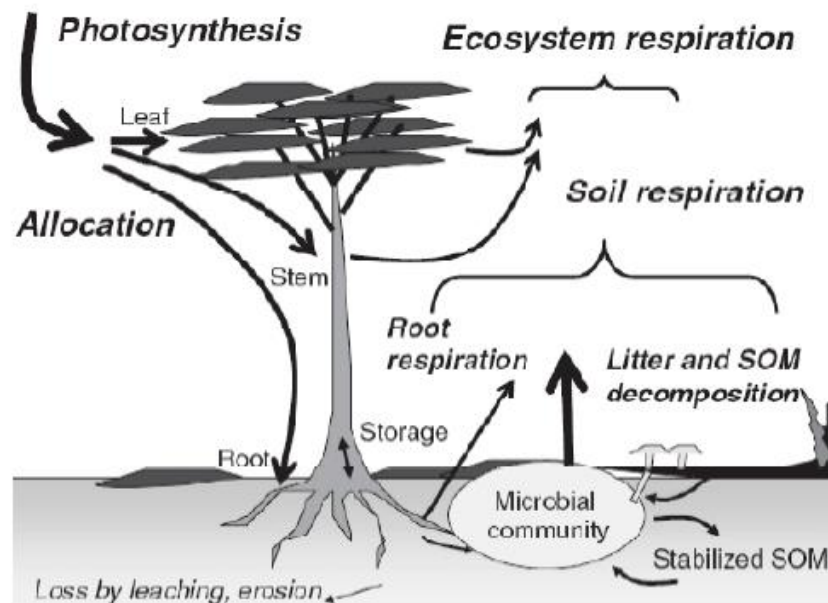


Figura 1.1 Ciclo del carbonio di un ecosistema terrestre da Trumbore (2006).

Gli ecosistemi aridi e semiaridi ricoprono tra il 30% ed il 45% della superficie terrestre (Evenari *et al.* 1985; Asner *et al.* 2003). contengono il 24% del carbonio organico del suolo e il 16% della biomassa epigea (Atjay *et al.* 1979; Shmida 1985).

Sebbene non ci siano molti studi di NEE negli ecosistemi legnosi aridi e semi-aridi, a questi viene attribuito un minor sequestro di carbonio rispetto agli ecosistemi forestali. Luo *et al.* (2007) hanno registrato in un arbusteto a *chaparral* in California dei valori di NEE compresi -155 e $-96 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. Hastings *et al.* (2005) riportano per un arbusteto in Messico un assorbimento annuo compreso tra -39 e $-52 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. Secondo Veendendaal *et al.* (2004) una savana semiarida in Sud Africa è un *sink* poco produttivo con solo $-12 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. Mentre una stima basata su NPP e flussi di carbonio dal suolo, considera *source* di carbonio due arbusteti mediterranei situati in Spagna ed in Sardegna (Beier *et al.* 2009)

1.2 I cambiamenti climatici

Conseguenza della crescita della concentrazione di CO_2 e degli altri gas serra (CFC, HCFC, CH_4 , N_2O) è stato l'aumento della temperatura media terrestre che è aumentata di 0.74°C nel ventesimo secolo. Per il futuro sono stati previsti aumenti di temperatura compresi tra 1.1°C e 6.4°C in base agli scenari di emissione ed alle politiche di mitigazione che verranno adottate (IPCC, 2007).

La regione Europea è stata identificata come particolarmente sensibile ai cambiamenti climatici previsti (Giorgi 2006). Infatti, differenti modelli di proiezione indicano che l'incremento delle temperature in Europa sarà molto maggiore rispetto alla media globale (Figura 1.2 a) e sarà accompagnato da ampi cambiamenti nei regimi pluviometrici (Kittel *et al.* 1998; Giorgi & Bi 2005). Sebbene i cambiamenti delle precipitazioni siano di difficile previsione, una stima è stata fornita dall'integrazione dei modelli generali di previsione (GCM, *General Circulation Model*), che lavorano su scale di 200-600 km in latitudine e longitudine, con i modelli regionali (RCM, *Regional Circulation Model*), che forniscono risultati su scala di 30-50 km (Giorgi *et al.* 2009). E' stato previsto un probabile aumento delle precipitazioni nel nord Europa ed una netta riduzione nel Mediterraneo (Figura 1.2 b). Queste riduzioni di precipitazioni sono concentrate in primavera, estate ed autunno e vengono attribuite al decremento della frequenza degli eventi piuttosto che alla loro intensità. Questo implica che nel Mediterraneo la stagione arida estiva subirà un prolungamento (Giorgi *et al.* 2004; Pal *et al.* 2004; Gao *et al.* 2006).

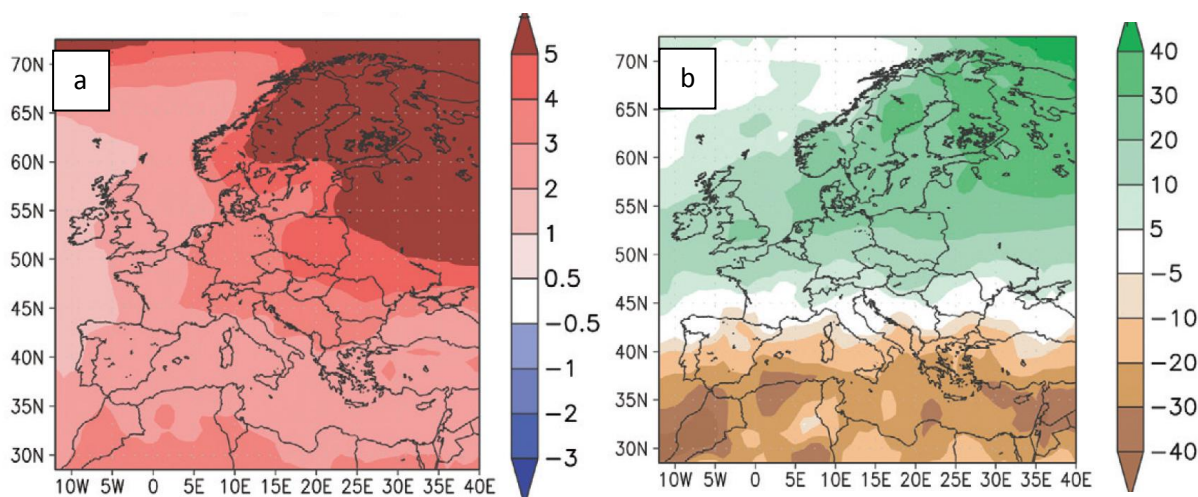


Figura 1.2 Giorgi *et al.* (2009). a) Cambiamenti di temperatura superficiale in °C b) Cambiamenti % nelle precipitazioni medie

1.3 Effetti dei cambiamenti climatici sugli ecosistemi terrestri

La maggior parte dei processi di assorbimento del carbonio come la fotosintesi, la crescita delle piante, la produzione primaria sono sensibili ai cambiamenti di temperatura. Vari esperimenti manipolativi hanno evidenziato che l'aumento di temperatura (*warming*) non influenza la fotosintesi in maniera univoca, che può aumentare (Turnbull *et al.*, 2002) diminuire (He & Dong, 2003) o restare insensibile (Llorens *et al.*, 2004). Questa variabilità può risultare sia dai diversi livelli di aumento della temperatura, sia dalla diversa sensibilità delle specie (Luo, 2007).

Un lavoro di sintesi che raccoglie dati sperimentali provenienti da 20 differenti esperimenti di manipolazione delle temperature in ambiente temperato e boreale (Rustad *et al.* 2001) ha riportato

un generale effetto positivo del *warming* su NPP. Questo effetto potrebbe essere meno incisivo in ambiente mediterraneo (Prieto *et al.* 2009; de Dato *et al.* 2008).

I processi di rilascio di carbonio dall'ecosistema verso l'atmosfera sono fortemente dipendenti dalla temperatura. Nel breve periodo i tassi respiratori rispondono in maniera esponenziale alla temperatura; mentre vi sono sempre maggiori evidenze che nel lungo termine vi sia una acclimatazione alla temperatura dei processi respiratori (Atkin & Tjoelker 2003; Tjoelker *et al.* 2009). Vi sono evidenze anche nell'effetto positivo dell'incremento della temperatura sull'efflusso di carbonio dal suolo (SR) (Melillo *et al.* 2002; Zhou *et al.* 2007), una delle componenti principali di TER, e una delle maggiori incognite per i modelli predittivi dei futuri cambiamenti climatici (Friedlingstein *et al.* 2006).

Tutti gli effetti sopra descritti determinano gli effetti *warming* sulla produzione primaria netta di ecosistema (NEP). Se i processi fotosintetici e respiratori possono essere regolati direttamente dalla temperatura, NEP viene regolata da molti altri effetti indiretti dovuti all'incremento di temperatura come: la durata della stagione vegetativa (Churkina *et al.* 2005), incremento della mineralizzazione e quindi disponibilità di azoto (Rustad *et al.* 2001; Sardans *et al.* 2006) e cambiamenti nella composizione specifica della comunità vegetale (Weltzin *et al.* 2003).

A differenza del riscaldamento che avviene in maniera graduale, la siccità (*drought*) è un disturbo intermittente che ha una grande influenza sul ciclo del carbonio e i suoi componenti. E' stato evidenziato da vari autori (Cias *et al.* 2005; Granier *et al.* 2007; Reichstein *et al.* 2007) come il *drought* riduca sia i processi di assorbimento (GPP) che di rilascio di carbonio (TER). van der Molen *et al.* (2011) individuano nella risposta fisiologica e nei cambiamenti strutturali il grado di risposta di GPP al *drought*. La risposta fisiologica comprende sia le attività enzimatiche sia la chiusura stomatica, mentre i cambiamenti strutturali comprendono la riduzione dell'area fogliare, incremento della senescenza e mortalità fogliare.

La respirazione totale dell'ecosistema è influenzata dal *drought* per la sua dipendenza dai substrati apportati direttamente dalla fotosintesi che vanno a sostenere sia la respirazione autotrofa (Griffin *et al.* 2002) sia la respirazione eterotrofa dovuta ai microorganismi del suolo (Högberg & Read 2006). La conseguenza di tutti questi effetti potrebbe essere la trasformazione degli ecosistemi terrestri da sink a source di carbonio (Valentini *et al.* 2003; Ma *et al.* 2007).

1.4 Tecniche di manipolazione per lo studio dei cambiamenti climatici

In letteratura sono presenti varie meta-analisi riguardo le tecniche di riscaldamento a livello di ecosistema (Shaver *et al.* 2000; Rustad *et al.* 2001; Aronson & McNulty 2009). Le tecniche di riscaldamento possono essere divise in attive e passive. Le tecniche attive hanno la caratteristica di

mantenere costante nel tempo il delta termico tra l'ecosistema riscaldato ed il controllo. Tra le tecniche di riscaldamento attivo si trovano: le lampade all'infrarosso sospese sulla vegetazione e le resistenze elettriche.

Le lampade all'infrarosso vengono sospese a circa 1 m sopra la vegetazione, bloccando solo il 2% della radiazione solare (Price & Waser, 2000). La luce può essere connessa ad un sistema di monitoraggio delle temperature in modo da mantenere costante il delta termico tra i plot modulando l'intensità di irraggiamento della lampada. Questa tecnica è molto costosa sia per il costo delle lampade in se, sia per l'alto fabbisogno energetico che le lampade richiedono (Aronson & McNulty 2009). Le resistenze elettriche generano calore e possono essere posizionate in vari punti dell'ecosistema. Questa tecnica sta andando un po' in disuso sia per via del differente livello di riscaldamento tra la parte epigea ed ipogea dell'ecosistema e sia per l'eccessivo disturbo nel caso di interrimento delle resistenze.

Le tecniche di riscaldamento passivo non sono basate sul riscaldamento ma sulla riduzione delle naturali perdite di calore. Tra le tecniche di riscaldamento passivo vi sono camere di campo (*fields chamber*) e le tecniche di riscaldamento passivo notturno. Le camere di campo includono serre di varie forme e dimensioni e le OTC (*Open Top Chambers*) dove l'ecosistema viene confinato in un materiale che permette l'ingresso della radiazione solare ma impedisce all'infrarosso termico di uscire provocando un riscaldamento dell'ecosistema. Tra i contro di queste tecniche c'è sicuramente un più difficile controllo delle concentrazioni di CO₂ e H₂O all'interno e l'impossibilità di mantenere costante il delta termico che sarà maggiore ad una maggiore esposizione ai raggi solari (Marion *et al.* 1997). Il sistema a riscaldamento notturno passivo si basa sulla ritenzione notturna del calore accumulato di giorno. Questa ritenzione, come nel caso del *set up* proposto da Beier *et al* (2004) ed applicato in questo studio sperimentale, viene provocata da dei teli che durante le ore notturne coprono la vegetazione riflettendo l'infrarosso termico e apportando dei disturbi minimali (Capitolo 2, questo studio).

Aronson & McNulty (2009) in uno studio dove mettono a confronto le varie tecniche suggeriscono che le lampade a infrarosso e il riscaldamento passivo notturno sono i metodi più realistici per la simulazione degli scenari futuri in termini di innalzamento delle temperature. Ma gli stessi autori suggeriscono come tra le due tecniche il riscaldamento notturno costa molto meno sia in termini di installazione sia di energia di utilizzo

1.5 Obiettivi

L'obiettivo generale di questa tesi è stato studiare l'impatto dell'incremento della temperatura e del prolungamento del periodo arido sui flussi di CO₂ di una ecosistema arbustivo mediterraneo a gariga.

Obiettivi specifici sono stati:

- a) Sviluppare e testare un sistema per la misura discontinua dei flussi di CO₂ di un ecosistema arbustivo mediterraneo.
- b) Quantificare i componenti del bilancio del carbonio della gariga e i loro andamenti temporali durante due anni attraverso un monitoraggio periodico.
- c) Verificare se l'incremento della temperatura e il prolungamento del periodo arido hanno apportato cambiamenti strutturali e funzionali modificando i flussi di CO₂ a parità di condizioni ambientali.
- d) Testare come i componenti del bilancio del carbonio rispondano al progressivo e naturale inaridimento estivo e se questa risposta viene influenzata dalla manipolazione climatica.
- e) Determinare la dipendenza dalle variabili microclimatiche dei principali componenti del bilancio del carbonio della gariga ed analizzare l'effetto dell'incremento della temperatura e del prolungamento del periodo arido in maniera integrata nel tempo.

1.6 Bibliografia

- Aronson EL, McNulty, SG. 2009.** Appropriate experimental ecosystem warming methods by ecosystem, objective, and practicality. *Agricultural and Forest Meteorology* **149**: 1791–1799.
- Asner GP, Archer S, Hughes RF. 2003.** Net changes in regional woody vegetation cover and carbon storage in Texas Drylands, 1937–1999. *Global Change Biology* **9**: 316–335.
- Atjay GL, Ketner P, Duvigneaud P. 1979.** Terrestrial primary production and phytomass. In: The Global Carbon Cycle SCOPE13 (eds Bolin B, Degens E, Kempe S, Ketner P), pp. 129-182. John Wiley & Sons, Chichester.
- Atkin OK, Tjoelker MG. 2003.** Thermal acclimation and the dynamic response of plant respiration to temperature. *Trends in Plant Science* **8**: 343–351.
- Beier C, Emmett B, Gundersen P, Tietema A, Penuelas J, Estiarte M, Gordon C, Gorissen A, Llorens L, Roda F, Williams D. 2004.** Novel Approaches to Study Climate Change Effects on Terrestrial Ecosystems in the Field: Drought and Passive Nighttime Warming. *Ecosystems* **7**: 583-597.
- Beier C, Emmett BA, Tietema A, Schmidt IK, Penuelas J, Lang EK, Duce P, de Angelis P, Gorissen A, Estiarte M, de Dato GD, Sowerby A, Kroel-Dulay G, Lellei-Kovacs E, Kull O, Mand P, Petersen H, Gjelstrup P, Spano D. 2009.** Carbon and nitrogen balances for six shrublands across Europe. *Global Biogeochemical Cycles* **23**.
- Canadell JG, Le Quéré C, Raupach MR, Field CB, Buitenhuis ET, Ciais P, Conway TJ, Gillett NP, Houghton RA, Marland G. 2007.** Contributions to accelerating atmospheric CO₂ growth from economic activity, carbon intensity, and efficiency of natural sinks. *PNAS* **104**: 18866-18870.
- Churkina G, Schimel D., Braswell BH, Xiao X M. 2005.** Spatial analysis of growing season length control over net ecosystem exchange. *Global Change Biology* **11**: 1777–1787.
- Ciais P, Reichstein M, Viovy N, Granier A, Ogee J, Allard V, Aubinet M, Buchmann N, Bernhofer C, Carrara A, Chevallier F, De Noblet N, Friend AD, Friedlingstein P, Grunwald T, Heinesch B, Keronen P, Knohl A, Krinner G, Loustau D, Manca G, Matteucci G, Miglietta F, Ourcival JM, Papale D, Pilegaard K, Rambal S, Seufert G, Soussana JF, Sanz MJ, Schulze ED, Vesala T, Valentini R. 2005.** Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. *Nature* **437**: 529-533.

- de Dato G, Pellizzaro G, Cesaraccio C, Sirca C, De Angelis P, Duce P, Spano D, Scarascia Mugnozza G. 2008.** Effects of warmer and drier climate conditions on plant composition and biomass production in a Mediterranean shrubland community. *iForest - Biogeosciences and Forestry* **1**: 39-48.
- Friedlingstein P, Cox P, Betts R, Bopp L, von Bloh W, et al. 2006.** Climate-carbon cycle feedback analysis: results from the (CMIP)-M-4 model intercomparison. *J. Climatology* **19**:3337–53
- Gao X, Pal JS, Giorgi F. 2006.** Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from high resolution double nested RCM simulations. *Geophysical Research Letter* **33**:L03706
- Giorgi F, Bi X .2005.** Updated regional precipitation and temperature changes for the 21st century from ensembles of recent AOGCM simulations. *Geophysical Research Letter* **32**: L21715
- Giorgi F. 2006.** Climate change hot-spots, *Geophysical Research Letter* **33**: L08707
- Granier A, Reichstein M, Breda N, Janssens IA, Falge E, Ciais P, Grunwald T, Aubinet M, Berbigier P, Bernhofer C, Buchmann N, Facini O, Grassi G, Heinesch B, Ilvesniemi H, Keronen P, Knohl A, Kastler M, Lagergren F, Lindroth A, Longdoz B, Loustau D, Mateus J, Montagnani L, Nys C, Moors E, Papale D, Peiffer M, Pilegaard K, Pita G, Pumpanen J, Rambal S, Rebmann C, Rodrigues A, Seufert G, Tenhunen J, Vesala T, Wang Q. 2007.** Evidence for soil water control on carbon and water dynamics in European forests during the extremely dry year: 2003. *Agricultural and Forest Meteorology* **143**: 123-145.
- Griffin KL, Turnbull M, Murthy R. 2002.** Canopy position affects the temperature response of leaf respiration in *Populus deltoides*. *New Phytologist* **154**: 609-619.
- Hastings SJ, Oechel WC, Muhlia-Melo A. 2005.** Diurnal, seasonal and annual variation in the net ecosystem CO₂ exchange of a desert shrub community (*Sarcocaulis*) in Baja California, Mexico. *Global Change Biology*, **11**, 927–939.
- He WM, Dong M. 2003.** Plasticity in Physiology and Growth of *Salix matsudana* in Response to Simulated Atmospheric Temperature Rise in the Mu Us Sandland. *Photosynthetica* **41**: 297-300
- Högberg P, Read DJ. 2006.** Towards a more plant physiological perspective on soil ecology. *Trends in Ecology and Evolution* **21**: 548–554.

IPCC (2007) Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of Working Group I. In: Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (eds Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL), Cambridge University Press, Cambridge, 996 pp

Kittel TGF, Giorgi F, Meehl GA .1998. Intercomparison of regional biases and doubled CO₂ sensitivities of coupled atmosphere–ocean general circulation model experiments. *Climatic Dynamics* **14**: 1–15.

Larcher W. 2000. Temperature stress and survival ability of Mediterranean sclerophyllous plants. *Plant Biosystems* **134**: 279–95.

Llorens L, Peñuelas J, Beier C, Emmett B, Estiarte M, Tietema A. 2004. Effects of an Experimental Increase of Temperature and Drought on the Photosynthetic Performance of Two Ericaceous Shrub Species Along a North-South European Gradient. *Ecosystems* **7**: 613–624.

Luo HY, Oechel WC, Hastings SJ, Zulueta RC, Qian Y, Kwon HJ. 2007. Mature semiarid chaparral ecosystems can be a significant sink for atmospheric carbon dioxide. *Global Change Biology*, **13**, 386–396.

Luo Y. 2007. Terrestrial carbon-cycle feedback to climate warming. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics* **38**: 683–712.

Ma S, Baldocchi DD, Xu LK et al. 2007. Inter-annual variability in carbon dioxide exchange of an oak/grass savanna and open grassland in California. *Agricultural and Forest Meteorology*, **147**, 151–171

Marion GM., Henry GHR, Freckman DW, Johnstone J, Jones G, Jones M., Levesque E, Molau U, Molgaard P., Parsons AN., Svoboda J, Virginia RA. 1997. Open-top designs for manipulating field temperature in high-latitude ecosystems. *Global Change Biology* **3**: 20–32.

Meir P, Metcalfe DB, Costa ACL, Fisher RA. 2008. The fate of assimilated carbon during drought: impacts on respiration in Amazon rainforests. *Philosophical Transactions of the Royal Society B-Biological Sciences* **363**, **1498**: 1849–1855.

Melillo JM, Steudler PA, Aber JD, Newkirk K, Lux H, et al. 2002. Soil warming and carbon-cycle feedbacks to the climate system. *Science* **298**: 2173–76

- Pal JS, Giorgi F, Bi XQ. 2004.** Consistency of recent European summer precipitation trends and extremes with future regional climate projections. *Geophysical Research Letter* **31**:L13202
- Pearcy RW, Ehleringer J. 1984.** Comparative ecophysiology of C3 and C4 plants. *Plant Cell Environment* **7**:1–13.
- Price MV, Waser NM. 2000.** Responses of subalpine meadow vegetation to four years of experimental warming. *Ecological Applications* **10**: 811–823.
- Prieto P, Penuelas J, Llusia J, Asensio D, Estiarte M. 2009.** Effects of experimental warming and drought on biomass accumulation in a Mediterranean shrubland. *Plant Ecology* **205**: 179–191.
- Reichstein M, Papale D, Valentini R, Aubinet M, Bernhofer C, Knohl A, Laurila T, Lindroth A, Moors E, Pilegaard K, Seufert G. 2007.** Determinants of terrestrial ecosystem carbon balance inferred from European eddy covariance flux sites. *Geophysical Research Letter* **34**: L01402.
- Rustad LE, Campbell JL, Marion GM, Norby RJ, Mitchell MJ, et al. 2001.** A meta-analysis of the response of soil respiration, net nitrogen mineralization, and aboveground plant growth to experimental ecosystem warming. *Oecologia* **126**:543–62
- Sardans J, Peñuelas J, Estiarte M . 2006.** Warming and drought alter soil phosphatase activity and soil P availability in a Mediterranean shrubland. *Plant Soil* **289**:227–238.
- Shaver GR, Canadell J, Chapin III FS, Gurevich J, Harte J, Henry G, Ineson P, Jonasson S, Melillo J, Pitelka L, Rustad L. 2000.** Global warming and terrestrial ecosystems: a conceptual framework for analysis. *Bioscience* **50**, 10: 871–882.
- Shmida A .1985.** Biogeography of the desert flora. In: Hot Deserts and Arid Shrublands. Ecosystems of the World, Vol. 12A (eds Evenari M, Noy-Meir I, Goodall DW), pp. 23–77. Elsevier, Amsterdam.
- Tjoelker MG, Oleksyn J, Lorenc-Plucinska G; Reich PB. 2009.** Acclimation of respiratory temperature responses in northern and southern populations of *Pinus banksiana*. *New Phytologist*, **181**: 218–229
- Trumbore S. 2006.** Carbon respired by terrestrial ecosystems – recent progress and challenges. *Global Change Biology* **12**: 141–153.

- Turnbull MH, Murthy R, Griffin KL. 2002.** The relative impacts of daytime and night-time warming on photosynthetic capacity in *Populus deltoides*. *Plant, Cell and Environment* **25**: 1729-1737.
- Valentini R., Matteucci G., Dolman A.J., Schulze E.-D. 2003.** Conclusions: the role of canopyflux measurements in global C-cycle research. In: Valentini R. (ed.) *Fluxes of Carbon, Water and Energy of European Forests*, Ecological Studies 163, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 255-266.
- van der Molen M K, Dolman A J, Ciais P, Eglin T, Gobron N, Law BE, Meir P, Peters W, Phillips O L, Reichstein M, Chen T, Dekker SC, Doubkova M, Friedl MA, Jung M, van den Hurk BJ, de Jeu R, Kruijt B, Ohta T, Rebel KT, Plummer S, Seneviratne SI, Sitch S, Teuling AJ, van der Werf GR, and Wang G. 2011.** Drought and ecosystem carbon cycling, *Agricultural and Forest Meteorology* **151**(7): 765–773
- Veenendaal EM, Kolle O, Lloyd J. 2004.** Seasonal variation in energy fluxes and carbon dioxide exchange for a broad-leaved semi-arid savanna (Mopane woodland) in Southern Africa. *Global Change Biology*, **10**: 318–328.
- Weltzin JF, Bridgham SD, Pastor J, Chen J, Harth C. 2003.** Potential effects of warming and drying on peatland plant community composition. *Global Change Biology* **9**:141–51
- Zhou X, Wan S, Luo Y. 2007.** Source components and interannual variability of soil CO₂ efflux under experimental warming and clipping in a grassland ecosystem. *Global Change Biology* **13**:761–75

CAPITOLO 2

IL SITO ED IL DISEGNO SPERIMENTALE



Immagine del sito sperimentale di Porto Conte

2.1. Il sito sperimentale di Porto Conte

L'area sperimentale, istituita nel 2001, è gestita dal Dipartimento per l'Innovazione nei sistemi Biologici Agroalimentari e Forestali dell'Università degli Studi della Tuscia di Viterbo in collaborazione con il Dipartimento di Economia e Sistemi Arborei (DESA) dell'Università degli Studi di Sassari. Nel corso degli anni è stato ed è tuttora sede di ricerche di progetti nazionali ed europei. Il sito si trova all'interno del parco naturale regionale di Porto Conte, situato nella penisola di Capo Caccia (40°36' N, 8°9' E) nel nord-ovest della Sardegna (Figura 2.1). La penisola rappresenta il confine meridionale della piana della Nurra che si sviluppa tra le città di Alghero, Porto Torres e Sassari.

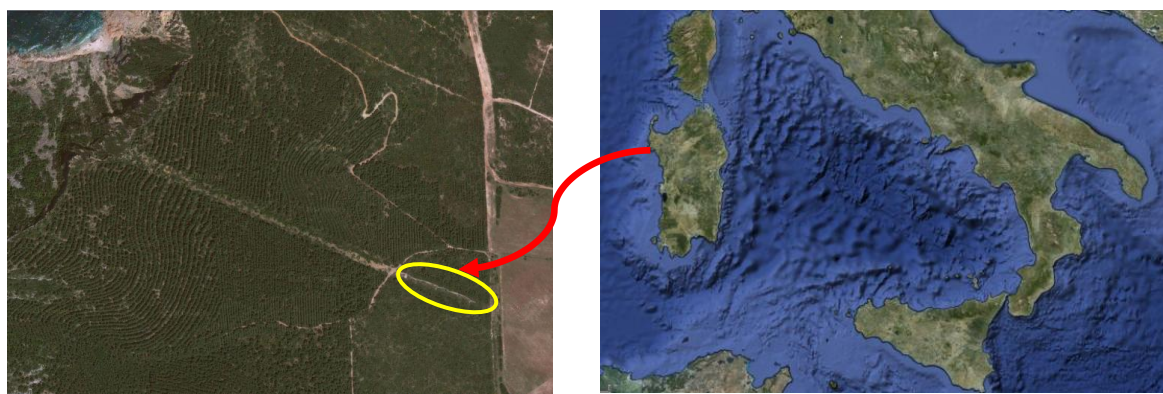


Figura 2.1 La localizzazione del sito sperimentale di Porto Conte

Un'importante opera di forestazione fu svolta in questa zona durante gli anni '70, a seguito delle politiche di riforestazione nazionali. Dopo la lavorazione del terreno furono messe a dimora specie adattate a climi mediterranei come *Pinus pinea*, *P. halepensis*, *Cupressus sempervirens* e *Eucaliptus* spp. Delle fasce larghe circa 100 m furono lasciate con funzione tagliafuoco. Il sito sperimentale si trova all'interno di una di queste fasce. Questa, creata nel 1973, fu mantenuta fino al 1990 tramite fuoco controllato, nel biennio 1991-1992 con mezzi meccanici, mentre dal 1993 gli interventi sono stati sospesi. Da quel momento la vegetazione spontanea ha colonizzato nuovamente il terreno che è divenuto una gariga composta in prevalenza da *Cistus monpelensis*, con la presenza di individui di *Helichrysum microphyllum* e *Dorycnium pentaphyllum*; il suolo nudo copre circa il 20% della fascia (de Dato *et al.*, 2008).

Il suolo all'interno della fascia è classificato come Terra rossa (Lithic Xerotent US Soil Survey 1997), la tessitura è franco-sabbiosa, con elevata pietrosità e roccia affiorante, una profondità molto ridotta (20-30 cm), la presenza di profili ABC ed un pH tendenzialmente basico (De Angelis *et al.*, 2005).

Il clima è semi-arido: la media trentennale delle precipitazioni è di 640 mm per anno, prevalentemente concentrate durante i periodi primaverili e autunnali, mentre tra maggio e agosto vi

è un lungo periodo siccitoso dove cadono mediamente 60 mm (de Dato *et al.*, 2008). La temperatura media annua è di 16.8 °C. La media delle temperature massime del mese più caldo è 28 °C, mentre la media delle minime del mese più freddo è 7 °C (de Dato *et al.*, 2008).

2.2 Il progetto INCREASE

Il sito si inserisce all'interno del progetto di ricerca INCREASE (EC-7FP-227628), un'infrastruttura europea dove sei esperimenti di manipolazione climatica su larga scala sono destinati allo studio degli effetti dei cambiamenti climatici sugli arbusteti. Gli esperimenti combinano due approcci differenti: la sostituzione “spazio-tempo” investigando gli effetti del clima sugli ecosistemi sia tramite un gradiente di precipitazioni e temperature (Figura 2.2), sia attraverso la manipolazione climatica degli ecosistemi (Figura 2.3). Caratteristica comune del network è l'uso di tecnologie non distruttive per ottenere scenari climatici realistici e l'analisi dei dati di lungo periodo ottenuti nella stessa infrastruttura che hanno partecipato al precedente progetto europeo Vulcan (2001-2004).

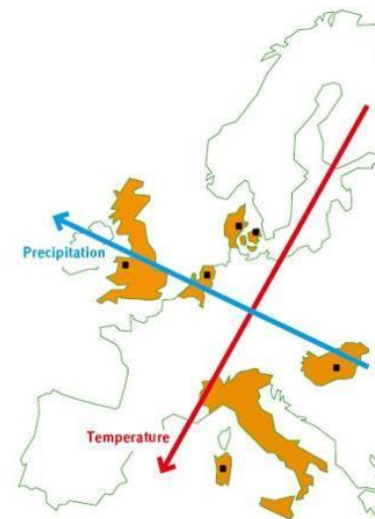


Figura 2.2 La localizzazione dei siti sperimentali del consorzio INCREASE

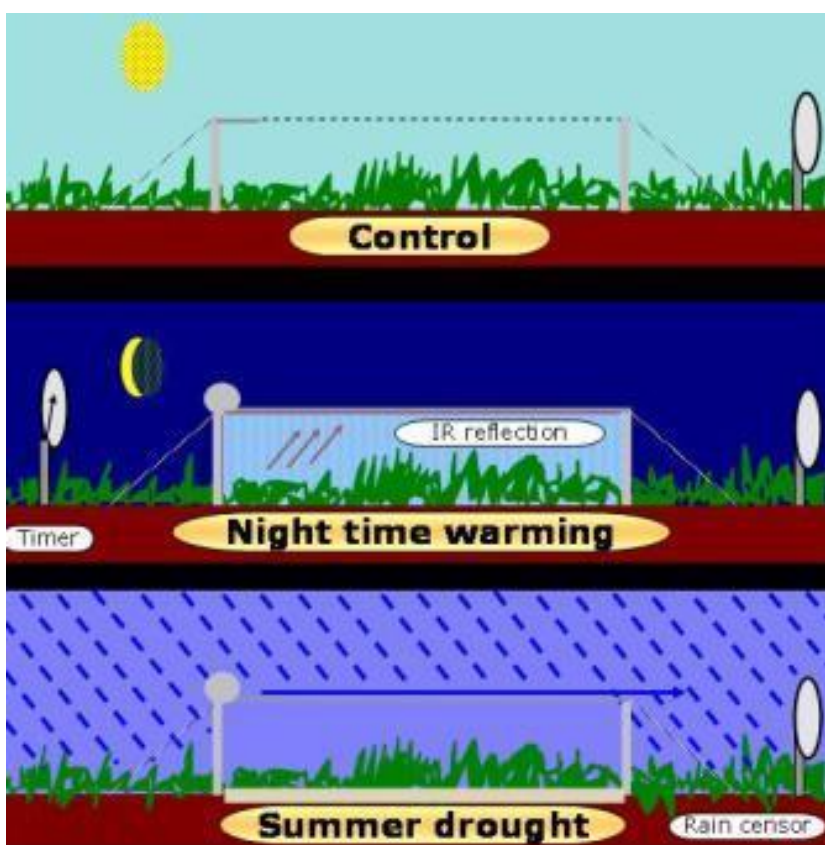


Figura 2.3 Tecnica di manipolazione climatica

2.2 Il disegno sperimentale e la manipolazione climatica

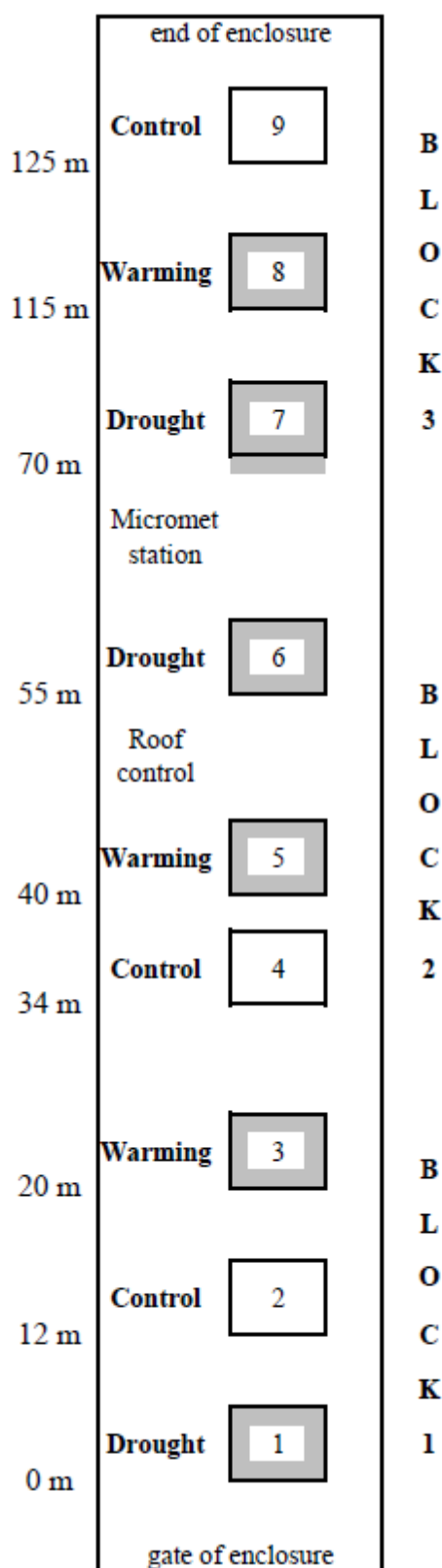


Figura 2.4 Distribuzione dei 9 plot sperimentali all'interno della fascia tagliafuoco (da De Angelis et al. 2005).

Nel 2001, lungo una fascia taglia fuoco di dimensioni circa 125 x 10 m e pendenza 10% (De Angelis *et al.*, 2005), sono stati individuati tre blocchi a loro volta suddivisi in 3 plot 6x4 m ed assegnati in maniera casuale ad ognuno dei tre trattamenti sperimentali (Figura 2.4). L'approccio sperimentale è quello proposto da (Beier *et al.*, 2004) con l'uso di teli ritraibili. Questo sistema può essere applicato sia per simulare l'incremento delle temperature minime giornaliere (trattamento *warming*) sia per ridurre l'apporto idrico dalle precipitazioni (trattamento *drought*).

Il sistema è così formato: un telaio rettangolare di area 6x4 m rettangolare formato da tubolari di ferro zincato è sostenuta a circa 1 m di altezza da 12 tubolari infissi a terra. Su questo telaio sono fissati i due binari che permettono lo scorrimento del telo di dimensioni 5x4 m. Un motore alimentato da una batteria a 24V, ricaricata da un pannello solare, si attiva automaticamente a seguito di un segnale aprendo o chiudendo il telo. Il segnale proviene dai sensori di pioggia, radiazione, e velocità del vento. Il trattamento warming e drought si differenziano solo per il materiale e la tempistica di funzionamento.

Nel trattamento *warming*, applicato su 3 plot sperimentali (Figura 2.4), i teli sono costituiti di alluminio (ILS ALU, AB Ludvig Svensson, Kinna, Sweden), materiale in grado di riflettere circa il 96% della radiazione infrarossa emessa dal suolo durante le ore notturne (Figura 2.5). Questi teli coprono la vegetazione durante le ore notturne quando l'intensità luminosa scende sotto i 4 W m^{-2} e si riavvolgono all'alba. Per mantenere inalterate le condizioni idrologiche dei plot *warming*, un sensore di pioggia attiva i motori che richiudono i teli durante le piogge notturne ($>0.3 \text{ mm}$). Per evitare danni ai teli, un anemometro attiva i motori quando la velocità del



Figura 2.5 Uno dei 3 plot *warming* durante il funzionamento



Figura 2.6 Uno dei 3 plot *drought* durante il funzionamento



Figura 2.7 Uno dei 3 plot *control*

vento supera i 10 m s^{-1} , così i teli vengono riavvolti. Quando il vento o la pioggia cessano, il telo copre nuovamente la vegetazione.

Nel trattamento *drought*, applicato su 3 plot sperimentali (Figura 2.4) i teli erano costituiti di polietilene impermeabile e trasparente (Figura 2.6). Durante il periodo di funzionamento del trattamento *drought* (aprile-novembre), un sensore di pioggia attivava i motori che stendono i teli in modo coprire la vegetazione impedendo l'ingresso di acqua nel sistema. Al termine delle piogge i teli venivano riavvolti. Oltre che dai teli, l'ingresso dell'acqua all'interno dei plot *drought* veniva limitato sia da grondaie, che canalizzavano fuori dai plots l'acqua raccolta dal telo, sia da barriere infisse nel terreno a monte del plot che evitavano l'ingresso d'acqua per ruscellamento superficiale.

Nei tre plot del trattamento *control* (Figura 2.4) era sempre presente il telaio metallico come nel *warming* e nel *drought*, ma non erano presenti teli manipolativi (Figura 2.7).

Per stimare il funzionamento e l'effetto dei teli è stato monitorato il microclima. In ogni plot erano presenti sensori per la misura di: temperatura e umidità relativa dell'aria a 20 cm di altezza dal suolo (Igromer HP100A, Rotronic, CH), temperatura del suolo a 20 cm di profondità (LTN NR3, Tecno.El, IT), contenuto idrico del suolo a 5 cm di profondità (ECH2O, EC-20, Decagon Device, Inc.). In aggiunta, nella stazione meteo dell'area sperimentale, venivano monitorati ad un'altezza di 2 m da terra: la temperatura ed umidità relativa (Igromer HP100A, Rotronic,

CH), la velocità ed intensità del vento (03002 Young, USA), la radiazione solare globale (PYR SKS1110, Skye Instruments, UK) e la sua componente fotosinteticamente attiva (PAR; SKP 215; Skye Instruments, UK) e le precipitazioni (ARG199, Environmental Measurements, UK).

Degli interruttori (*switch*) erano posizionati sui binari del plot, e venivano attivati al passaggio dei teli. In questa maniera è stato possibile monitorare l'avvenuta apertura e chiusura dei teli, e tramite un controllo incrociato con i dati delle precipitazioni, calcolare l'ammontare di precipitazione rimossa.

I dati di tutti i sensori vengono raccolti ogni 10 secondi e mediati ogni mezz'ora (il dato di precipitazione viene sommato), fornendo 48 valori giornalieri per ogni variabile. Tutti i sensori erano acquisiti e immagazzinati da un data-logger programmabile modello CR1000 della Campbell Scientific (USA).

La struttura del suolo del sito presenta una grande eterogeneità spaziale, ne consegue una grande variabilità in termini di contenuto idrico. Per risolvere questo problema, i dati di contenuto idrico misurati da ogni sensore sono stati espressi come percentuale del valore massimo registrato nel corso dell'anno (RWC), quindi in condizioni di massima saturazione.

L'effetto dei trattamenti sui parametri microclimatici è stato testato con il test di Wilcoxon.

2.5 Effetti del trattamento *Drought* nel biennio 2010-2011

Come previsto dal piano sperimentale il trattamento *drought* è stato attivato ogni anno dal periodo primaverile (1 aprile 2010 e 1 marzo 2011) al periodo autunnale (10 novembre 2010 e 20 novembre 2011). Nel 2010 la quantità di precipitazione intercettata è stata circa il 23% delle precipitazioni totali annue che sono state di 824 mm. Il 2011 è stato un anno molto meno piovoso (565 mm), quindi la quantità di precipitazioni intercettate è stata soltanto del 16%.

Nel periodo di funzionamento del trattamento *drought* (banda gialla in figura 2.8), vi sono dei tagli alle precipitazioni, evidenziati dai valori più bassi di RWC del drought rispetto al *control* (Figura 2.8 A) e da una differenza di RWC tra *drought* e *control* più alta (Figura 2.8 B).

I tagli alle precipitazioni hanno apportato una significativa riduzione del contenuto idrico del suolo del drought rispetto al control in entrambi gli anni in esame ($p < 0.001$).

Un effetto secondario del trattamento *drought* è stato quello di incrementare mediamente di 0.3 °C le temperatura del suolo sia nel 2010 che nel 2011. Questo aumento è risultato significativo ($p < 0.0001$) sia per il 2010 che per il 2011. Questi incrementi di temperatura da parte del drought hanno subito forti oscillazioni stagionali: trascurabili in inverno e primavera (Figura 2.9 A), mentre sono molto più forti e significativi in estate (Figura 2.9 B).

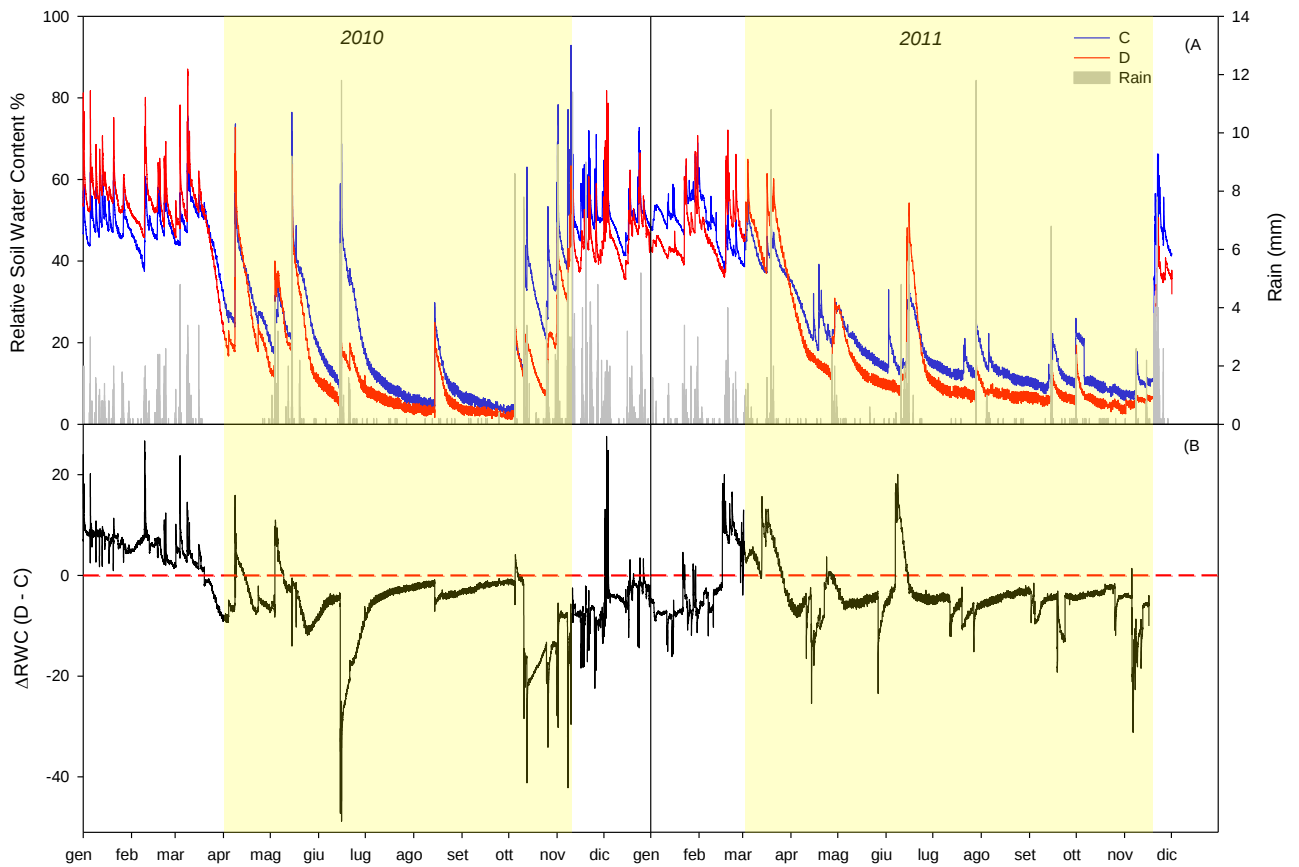


Figura 2.8 A) Andamento delle precipitazioni (barre grigie), contenuto idrico relativo dei trattamenti *control* (linea blu) e *drought* (linea rossa) B) Differenza di contenuto idrico tra i trattamenti *drought* e *control*. Le bande gialle indicano il periodo in cui il trattamento *drought* è stato attivo.

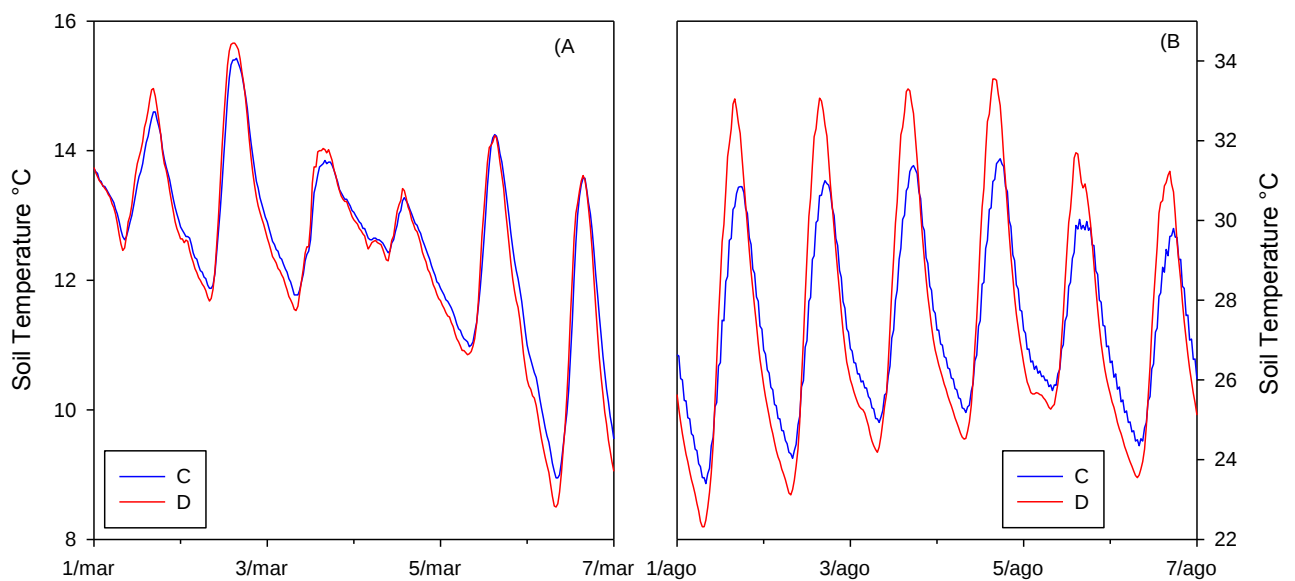


Figura 2.9 A) Andamento della temperatura del suolo nei trattamenti *control* (linea blu) e *drought* (linea rossa) per la prima settimana di marzo 2010. B) Andamento della temperatura del suolo a 10 cm di profondità nei trattamenti *control* (linea blu) e *drought* (linea rossa) per la prima settimana di agosto 2010.

Questo fenomeno probabilmente è dovuto all'effetto che il trattamento *drought* ha esercitato sulla copertura del suolo, che in 10 anni di trattamento ha subito una significativa contrazione (de Dato, comunicazione personale).

2.6 Effetti del trattamento *Warming* nel biennio 2010-2011

Il trattamento *warming* ha positivamente influenzato le temperatura di aria e suolo, rallentando il raffreddamento notturno. I due trattamenti assumono valori simili nella fase di riscaldamento diurna, mentre la fase di raffreddamento notturno è significativamente rallentata nei plot *warming* con la differenza maggiore che si ha in prossimità dei minimi giornalieri (Figura 2.10).

In tabella 2.1 sono riportati le differenze tra trattamento *warming* e *control* su temperatura dell'aria e temperatura del suolo. Il trattamento *warming* ha aumentato la media delle minime di aria e suolo sia nel 2010 che nel 2011 con un conseguente incremento anche delle temperature medie giornaliere (Tabella 2.1).

Conseguenza di questo effetto è stata la riduzione dei giorni di gelo nel trattamento *warming*. Questi nel 2010 si sono stati ridotti di circa il 60%.

Un effetto secondario del trattamento *warming* è stato quello di ridurre il contenuto idrico del suolo (Figura 2.11). Questo fenomeno potrebbe essere dovuto in parte ad una maggiore evaporazione e in parte ad un minor input idrico proveniente dalla ridotta condensazione notturna (Figura 2.12).

Tabella 2.1 Differenze medie annuali del trattamento *warming* rispetto al controllo. *=p<0.05; **=p<0.01; ***=p<0.001

Δ (W-C)	2010	2011
Temperatura media giornaliera dell'aria	+ 0.5 °C ***	+ 0.29***
Temperatura minima giornaliera dell'aria	+ 1.01 °C ***	+ 0.66***
Temperatura media giornaliera del suolo	+ 1.21 °C ***	+ 0.85***
Temperatura minima giornaliera del suolo	+ 1.18 °C ***	+ 0.69***

2.6 Misure svolte in situ

I flussi di CO₂ sono stati monitorati per due anni, a partire dal febbraio 2010 fino al mese di novembre 2011. Le misure hanno avuto una cadenza circa mensile per un totale di 20 campagne di misura. Le misure di scambio gassoso a livello di ecosistema sono state effettuate con il sistema dettagliatamente descritto nel Capitolo 3; le misure di efflusso dal suolo sono state effettuate con un Li-Cor 8100 (Li-Cor, Lincon, NE, USA) equipaggiato con una camera del diametro di 10 cm (Modello: 8100-102; LI-COR, Lincon, Nebraska, NE, USA).

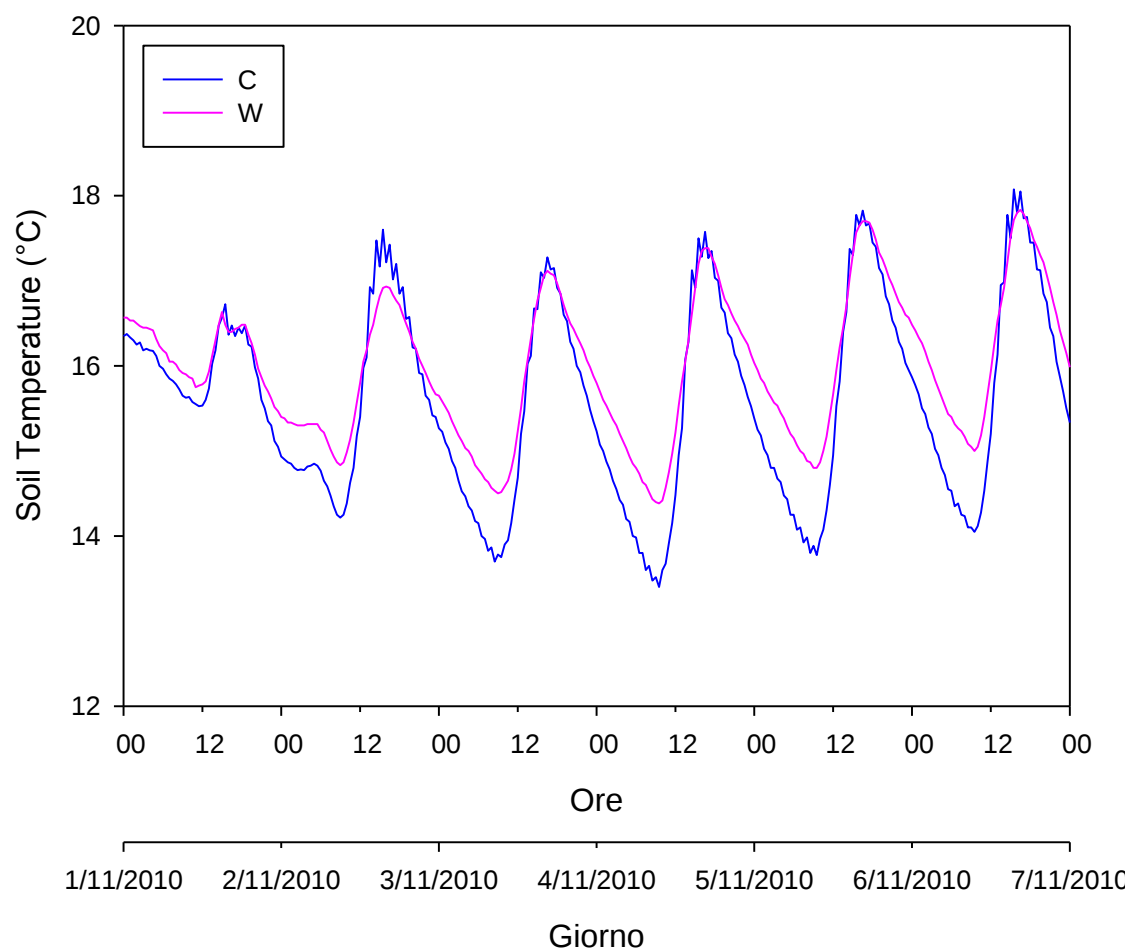


Figura 2.10. Andamento giornaliero della temperatura del suolo nei trattamenti control (linea continua blu) e warming (linea continua viola), nel periodo 01-07 novembre 2010.

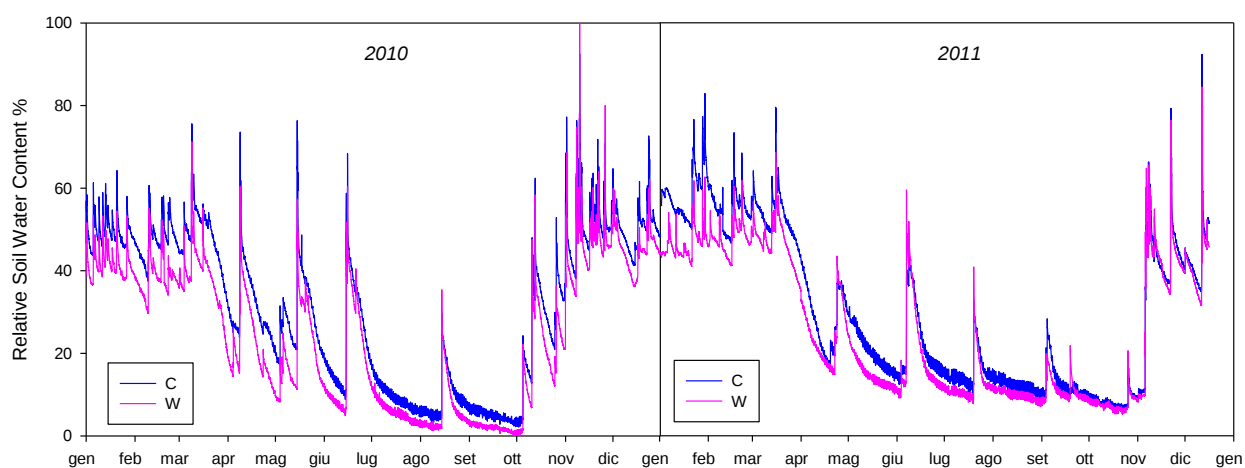


Figura 2.11. Andamento del contenuto idrico del suolo nei trattamenti control (linea continua blu) e warming (linea continua viola), negli anni 2010 e 2011.

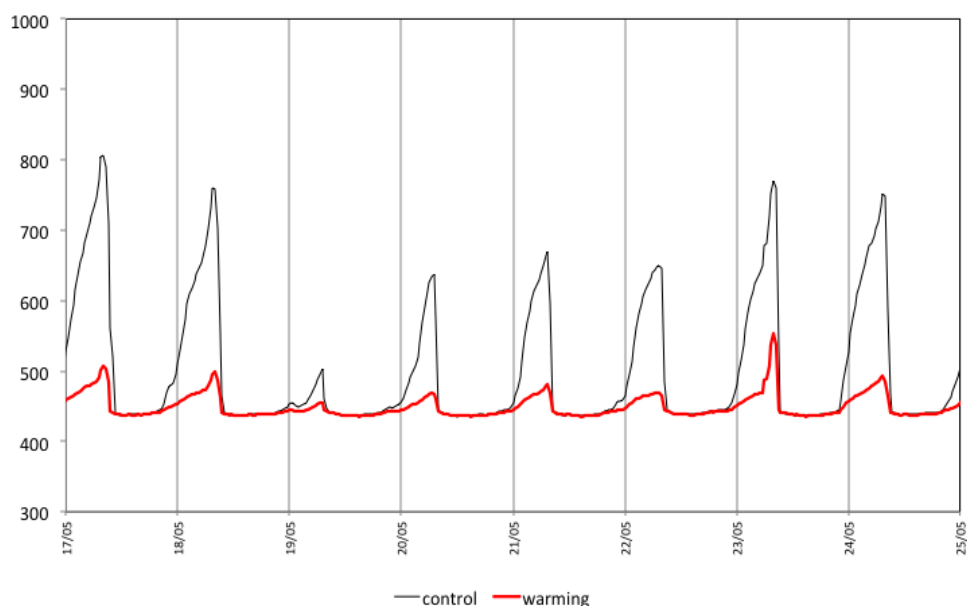


Figura 2.12. Andamento del segnale del sensore di bagnatura fogliare nei trattamenti control (linea continua nera) e warming (linea continua rossa), settimana di riferimento 17-25 maggio 2011.

Le misure di scambio gassoso a livello di ecosistema hanno interessato lo scambio netto di ecosistema (NEE), la respirazione totale di ecosistema (TER) e la respirazione del suolo (SR). Da queste è stato successivamente possibile stimare la fotosintesi lorda (GPP). Le misure di NEE e TER sono state effettuate su 2 punti permanenti per plot, individuati nel novembre 2009, quando sono stati installati dei collari in acciaio per limitare il disturbo del suolo al momento della misura. Il posizionamento dei collari all'interno del plot è stato deciso in modo da essere il più omogeneo possibile in termini di diversità specifica, biomassa e copertura.

Al fine di misurare SR all'interno dei collari di acciaio, nel novembre 2009 sono stati installati 3 collari in PVC, in posizione permanente, con una distribuzione random. I collari sono stati inseriti nel suolo per pochi centimetri e ancorati tramite due picchetti inseriti per circa 15 cm. Al centro dei collari in acciaio, ad una profondità di 5 sono state installate delle sonde 5TM (Decagon Devices, Pullman, WA, USA), per la misura del contenuto idrico e della temperatura del suolo. Il contenuto idrico viene determinato in volume, misurando la costante dielettrica del suolo; la temperatura viene misurata con un termistore. Le sonde 5TM sono connesse ad un datalogger EM50 (Decagon Devices, Pullman, WA, USA) che registra i dati ogni mezz'ora fornendo 48 valori giornalieri di temperatura e contenuto idrico del suolo.

Durante lo stesso periodo, tramite l'utilizzo di un Ceptometro AccuPar (Decagon Devices, Pullman, WA, USA), è stato monitorata la PAR incidente, diffusa e trasmessa attraverso le chiome. Le misure della luce erano prese in 5 punti permanenti all'interno di ogni collare per la misura degli scambi gassosi. Questa tecnica indiretta non fornisce l'indice di area fogliare (LAI) perché sono

inclusi tutti gli elementi della chioma come fusti e rametti. Quindi i termini indice di area della pianta (PAI) o indice di superficie della pianta (SAI) sono da preferire.

Tutte le misure sono state effettuate a metà giornata (12:00-14:00) in condizione di alta pressione, e con radiazione solare e temperatura dell'aria simili tra i trattamenti. Per il verificarsi di quest'ultima condizione la misura dei 3 blocchi è stata effettuata in tre giorni consecutivi.

2.7 Bibliografia

Beier C, Emmett B, Gundersen P, Tietema A, Peñuelas J, Estiarte M, Gordon C, Gorissen A, Llorens L, Roda F, Williams D. 2004. Novel Approaches to Study Climate Change Effects on Terrestrial Ecosystems in the Field: Drought and Passive Nighttime Warming. *Ecosystems* **7**: 583-597.

De Angelis P, De Dato G, Spano D, Duce P, Sirca C, Asunis C, Pellizzaro G, Cesaraccio C, Sechi S, Scarascia Mugnozza G. 2005. Una nuova area sperimentale di lungo termine, per lo studio degli effetti dell'incremento della temperatura e del periodo di aridità in formazioni di sclerofille mediterranee. *iForest - Biogeosciences and Forestry* **2**: 37-51.

de Dato GD, Pellizzaro G, Cesaraccio C, Sirca C, De Angelis P, Duce P, Spano D, Scarascia Mugnozza G. 2008. Effects of warmer and drier climate conditions on plant composition and biomass production in a Mediterranean shrubland community. *iForest - Biogeosciences and Forestry* **1**: 39-48.

CAPITOLO 3

SVILUPPO DI UN SISTEMA PER LA MISURA DEGLI SCAMBI GASSOSI A LIVELLO DI ECOSISTEMA



Immagine della camera per la misura degli scambi gassosi sviluppata in questo studio

3.1. Introduzione

I flussi di CO₂ ed H₂O dagli ecosistemi possono essere misurati con la tecnica micrometeorologica o con camere. Le tecniche micrometeorologiche hanno il vantaggio di misurare i flussi senza alterare il microclima della chioma (Baldocchi *et al.*, 1988), ma si prestano bene ad essere adottate solo su ampia scala in aree omogenee per topografia e copertura del suolo. Per esperimenti condotti su superfici limitate le camere sono un'utile alternativa e forniscono risultati attendibili (Steduto *et al.*, 2002; Schaaf *et al.*, 2005; Burkart *et al.*, 2007). Livingston & Hutchinson (1995) dividono le camere in “sistemi aperti” e “sistemi chiusi”. Nei sistemi aperti un flusso d'aria continuamente rinnovato viene fatto passare all'interno della camera. I flussi vengono stimati dalla misura del differenziale delle concentrazioni di CO₂ ed H₂O all'ingresso e all'uscita dal sistema. Tra i sistemi aperti vengono incluse le “Open-Top Chambers” ampiamente utilizzate per studi di lungo termine di piante esposte ad alte concentrazioni di CO₂ ed inquinanti (Leadley & Drake, 1993). Nei “sistemi chiusi” non è necessario il passaggio di un flusso d'aria in quanto per la determinazione dei flussi di CO₂ ed H₂O vengono misurate le concentrazioni iniziali e finali ad un intervallo di tempo predefinito (di solito nel range di 1-3 minuti).

Ad ogni modo, per un uso appropriato delle camere, bisogna considerare che il microclima all'interno della camera può differire da quello dell'ambiente esterno circa i seguenti aspetti:

- l'assorbimento e la riflessione della radiazione globale e fotosinteticamente attiva (PAR, 400-700 nm) provocati dalle pareti della camera;
- l'incremento della temperatura dell'aria e fogliare dovuto all'effetto serra indotto dalle pareti della camera (Unsworth, 1986)
- l'aumento della radiazione diffusa dovuta allo *scattering* della luce provocato dalle pareti della camera (Leadley & Drake, 1993)
- assorbimento e rilascio di CO₂ ed H₂O nei e dai materiali della camera (Garcia *et al.*, 1990);
- una più bassa concentrazione di CO₂ e una più alta umidità relativa dell'aria, dovuti all'attività fotosintetica e alla traspirazione della pianta;
- l'alterazione delle condizioni aerodinamiche dovute al movimento dell'aria da parte dei ventilatori presenti all'interno della camera possono apportare una distorsione soprattutto per quanto riguarda i flussi provenienti dal suolo (Baldocchi *et al.*, 1988);
- l'efflusso di CO₂ dal suolo è molto sensibile alle variazioni di pressione all'interno della camera, piccole variazioni di pressione possono causare degli anomali flussi di aria provocando una potenziale sovra/sottostima dei flussi di CO₂ dal suolo (Fang & Moncrieff, 1998; Lund *et al.*, 1999). Come riportato da Fang & Moncrieff (1998), una pressurizzazione della camera di poche decine di Pascal può parzialmente inibire il flusso di CO₂ dal suolo, mentre basta una

depressione di 1 Pa per creare una suzione di CO₂ con il conseguente aumento dei flussi di un ordine di grandezza.

Le interazioni con la radiazione possono essere limitate dalla scelta di materiali idonei, che non alterino la trasmissione su certe lunghezze d'onda. Per quanto riguarda la pressione interna, l'installazione di un tubo di sfiato può contribuire al mantenimento dell'equilibrio tra camera e l'ambiente esterno (Savage & Davidson, 2003).

Gli effetti della camera su temperatura, umidità relativa e concentrazione di CO₂ possono essere minimizzati sia condizionando l'aria che viene fornita alla camera (Muller *et al.*, 2009), sia controllando il microclima all'interno della camera (Oechel *et al.*, 1992; Medhurst *et al.*, 2006), sia infine utilizzando dei sistemi chiusi che isolano il sistema pianta-suolo solo per un breve periodo (Steduto *et al.*, 2002).

Obiettivi di questo lavoro erano:

- a) Sviluppare una camera di tipo “chiuso” per la misura discontinua dei flussi di CO₂ da un ecosistema arbustivo mediterraneo
- b) Testare la camera e le modifiche subite dal microclima al suo interno

3.2. Design della camera

La camera di misura sviluppata (*Canopy Chamber*; CC) è modulare e consiste di un parallelepipedo, con quattro pareti trasparenti, usato come base di un coperchio formato da cinque pareti trasparenti dello stesso materiale. Tutte le pareti sono di polycarbonato “Lexan” spesse 2 mm e sostenute da un telaio di alluminio.

Due ventilatori radiali a batteria sono fissati alla base della CC. Durante le operazioni di misura i ventilatori rimescolano l'aria verticalmente, arrecando un disturbo minimo alla pianta ed eliminando così stratificazioni e riducendo le possibilità di sovrastima dei flussi.

Sensori di temperatura e umidità dell'aria, luce incidente e un trasduttore di pressione differenziale ad alta risoluzione sono montati nella parte alta e monitorano l'ambiente all'interno della camera durante la misura.

Sempre nella parte alta della camera si trova un tubo di sfiato per equilibrare la pressione dell'aria interna con quella esterna.

La CC ricopre una superficie di terreno di 0.64 m² (0.8 x 0.8 m). Grazie alla possibilità di montare basi di altezza differente o due basi l'una sopra l'altra, l'altezza della CC è variabile da 0.6 a 1.3 m in funzione della statura delle piante.

Per le misure la CC viene montata sopra un collare di acciaio inossidabile (0.8 x 0.8 m) . precedentemente infisso nel suolo alla profondità di 5 cm. Lungo il perimetro del collare, nella zona

che si inserisce nel terreno, sono presenti dei fori di 5 mm di diametro per permettere la colonizzazione delle radici fini, evitare l'effetto vaso e quindi ricreare condizioni simili a quelle del suolo indisturbato.

Per evitare le perdite, tutti i bordi di giunzione della camera (tra la base e il collare al suolo e tra la base ed il cappello) sono forniti di una guarnizione fatta da nastro sigillante autoadesivo in materiale espanso (*RS components*).

Le misure delle concentrazioni di CO₂ e H₂O sono fatte mediante l'analizzatore di gas all'infrarosso LI-8100 (LI-COR, Lincon, Nebraska, NE, USA), connesso alla camera con tubi in teflon posizionati in modo da campionare l'aria rimescolata dai ventilatori interni, i flussi sono stati calcolati come variazioni della concentrazione dei due gas nel tempo (60-90 secondi). L'interfaccia ausiliaria (Auxiliary Sensor Interface LI-COR, Lincon, Nebraska, NE, USA) permette la registrazione dei dati provenienti sensori montati nella parte alta della camera durante tutta la durata della misura.

La camera misura i flussi in maniera manuale e discontinua.

3.3 Test della camera

Una serie di test sono stati effettuati nel laboratorio di Ecofisiologia Forestale e nelle aree sperimentali esterne dell'Università degli Studi della Tuscia, al fine di monitorare i potenziali errori di misura dovuti alle inevitabili modificazioni dell'ambiente interno alla camera, e per confrontare la camera con altri sistemi di misura.

3.3.1 Test di tenuta della camera

Una camera che opera come un sistema chiuso deve assicurare che la sua chiusura sia sigillata, poiché le perdite altererebbero le variazioni delle concentrazioni dei gas al suo interno e di conseguenza la misura dei flussi.

L'errore del flusso associato alle perdite veniva estratto dalla seguente equazione differenziale:

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} = \frac{-\alpha(C_i - C_e) + Fc}{V} \quad (1)$$

in cui:

$$\alpha = \frac{-V}{\partial t} \ln \left(\frac{C_{i2} - C_e}{C_{i1} - C_e} \right) \quad (2)$$

Dove α è il coefficiente di perdita della camera (m³ s⁻¹), C_{i1} e C_{i2} rappresentano rispettivamente la concentrazione di CO₂ dell'ambiente interno al tempo 1 e 2, C_e rappresenta la concentrazione di

CO₂ all'esterno alla camera (ppm), V è il volume della camera (m³), t è il tempo (s) e Fc è lo scambio netto dell'ecosistema (μmol CO₂ m⁻²s⁻¹). Se si considera la camera vuota Fc diviene uguale a zero. Il coefficiente di perdita α dipende quindi dal gradiente di concentrazione tra ambiente interno ed esterno alla camera e dal tempo.

Come riportato da altri autori (Perez-Priego *et al.*, 2010) combinando le equazioni 1 e 2 per un intervallo di tempo δt, considerando che Ci₁≈Ce, l'errore relativo al flusso (ε) sarà:

$$\varepsilon = \frac{-\alpha(C_i - C_a)}{-\alpha(C_i - C_a) + Fc'} = \frac{\alpha \delta t}{2V} \quad (3)$$

La prova della tenuta della camera è stata eseguita in laboratorio, dove 1000 ppm di CO₂ venivano iniettati all'interno della camera vuota. La riduzione della concentrazione di CO₂ veniva monitorata nel tempo (Figura 1). Applicando l'equazione 2, il coefficiente di perdita della camera era mediamente di 0.000008 m³s⁻¹. Mentre l'errore medio del flusso riscontrato applicando l'equazione 3 era inferiore all'1% al minuto. Questo valore è molto piccolo considerato che la durata della misura in campo, è variabile dai 60 ai 90 secondi. L'errore è in linea con quanto riportato in letteratura da altri autori. Steduto et al (2002) per una camera con un volume simile riportano un errore di circa l'1%, definito dagli stessi autori trascurabile. Mentre per una camera più grande Perez-Priego *et al.* (2010) ha riscontrato un errore dello 0.8%. Errori più grandi sono stati riscontrati nelle camere sviluppate da Held et al. (1990) e Grau (1995) dove l'incertezza dovuta alle perdite era rispettivamente del 4 e 5%.

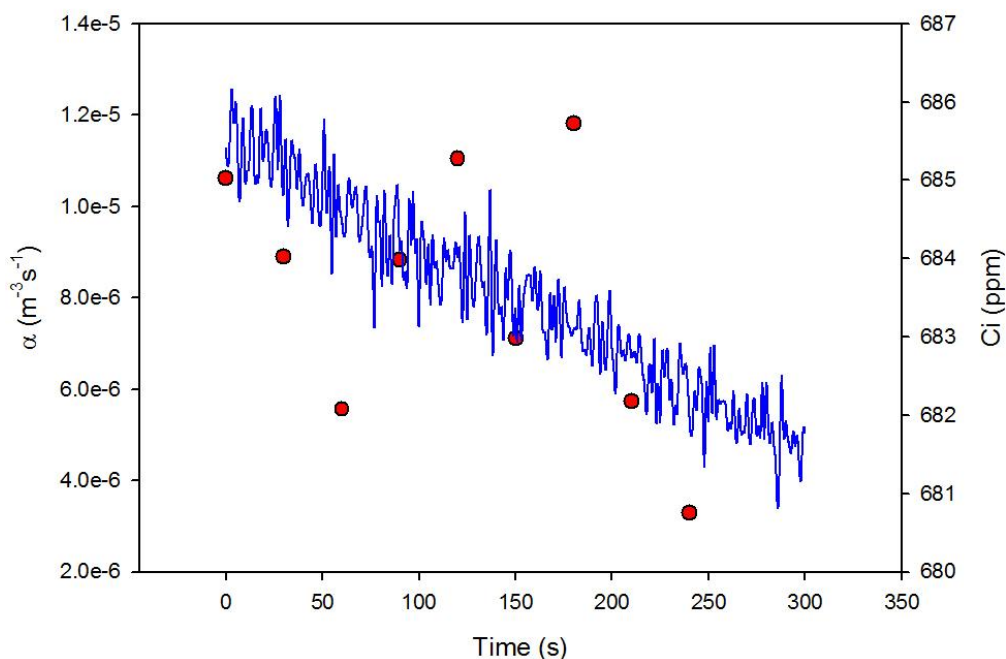


Figura 1. La linea blu e i cerchi rossi rappresentano rispettivamente la concentrazione di CO₂ e il coefficiente di perdita calcolato su un periodo di 30 secondi. Il grafico è un estratto dalla prova di laboratorio.

3.3.2 Test della temperatura interna

Le pareti della camera hanno l'inevitabile inconveniente di limitare lo scambio di energia con l'ambiente esterno, un effetto serra che porta ad un aumento di temperatura all'interno della camera. Il test è stato eseguito in pieno campo durante il 2010 ed il 2011, monitorando la temperatura esterna ed interna della camera. La durata del test era la stessa della durata della misura. Il test è stato fatto con differenti livelli di temperatura esterna. L'incremento di temperatura (ΔT) nella maggior parte dei casi era compreso tra 0 e 1 °C, solo eccezionalmente superava 1 °C, ed era dovuto soprattutto ai livelli di PAR come mostrato nelle figure 2 e 3. Questo valore è simile a quanto riportato da Perez-Priego et al. (2010) mentre è sensibilmente inferiore ai 2-4 °C di aumento riportati da altri autori riguardo i sistemi chiusi (Reicosky, 1990b; Reicosky, 1990a; Grau, 1995; Steduto *et al.*, 2002). Le ragioni vanno individuate sia nella breve durata della misura, sia nella probabile miglior trasparenza alle onde lunghe del *lexan*.

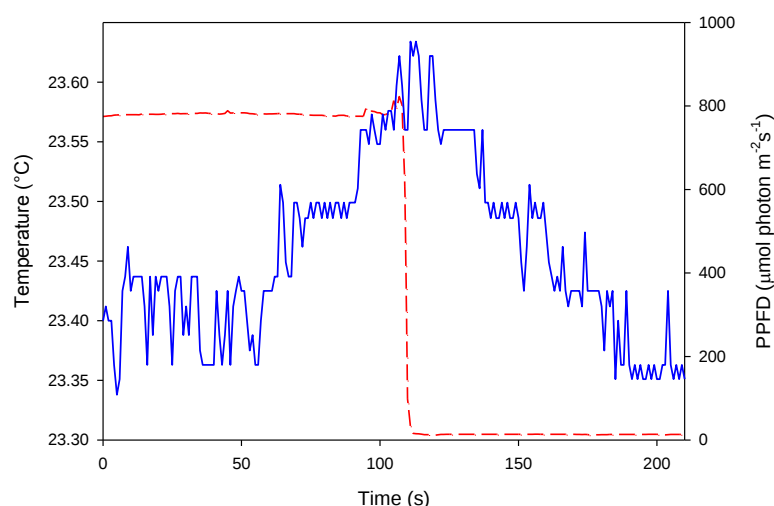


Figura 2. La linea continua blu e la linea tratteggiata rossa rappresentano rispettivamente la temperatura all'interno della camera e la luce incidente misurata all'interno della camera.

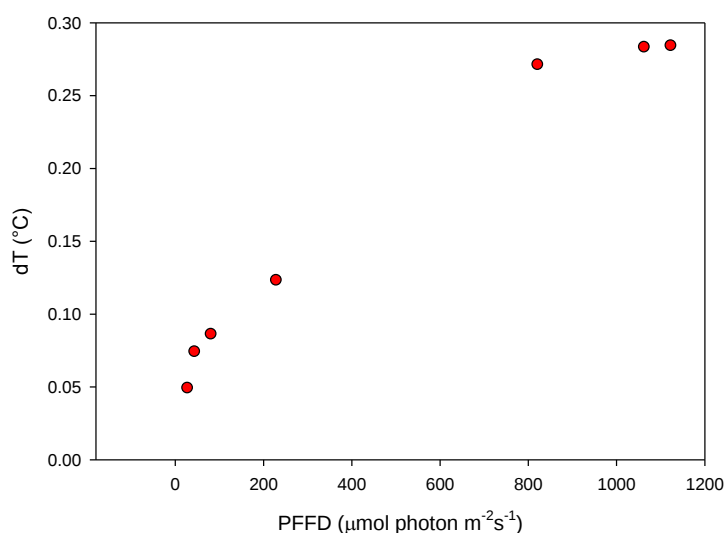


Figura 3. I cerchi grigi rappresentano la differenza tra la temperatura esterna ed interna della camera in funzione della luce incidente.

3.3.3 Test della pressione

Un trasduttore di pressione ad altissima risoluzione (Tecno El, Roma; Italia) è stato installato all'interno della camera, per monitorare le variazioni di pressione (δP) con l'ambiente esterno durante le misure. In media, durante i due anni di misure, la differenza massima di pressione era di +4 Pa (un esempio di misura è riportato in figura 4). Questo valore rappresenta la media dei range massimi di δP delle singole misure, in genere picchi di 4-5 Pa hanno però riguardato solo pochi secondi durante una singola misura. Andando ad interpolare la δP delle singole misure, il risultato è stato una variazione netta di +0.2 Pa. Questi livelli di variazione di pressione, non dovrebbero disturbare il flusso naturale di CO₂ dal suolo (Lund *et al.*, 1999) e pertanto si possono escludere errori di sovrastima dello scambio netto di ecosistema (NEE).

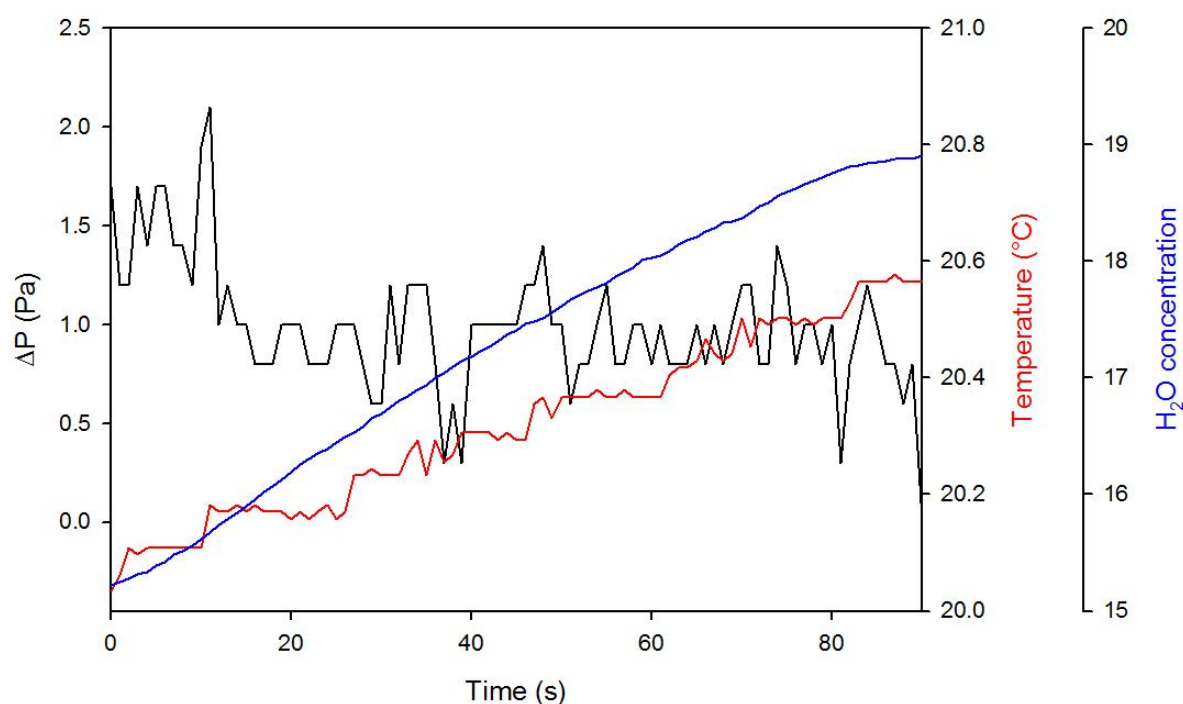


Figura 4. Variazione di pressione (linea nera), concentrazione di H₂O (linea blu) e temperatura interna alla camera (linea rossa) durante i 90 secondi della misura.

3.3.4 Test della radiazione

Le pareti della camera portano ad una riduzione della radiazione disponibile per le piante racchiuse al suo interno. Il grado di attenuazione dipende dall'assorbanza, trasmittanza e riflettanza dei materiali che compongono le pareti della camera e dalla posizione del sole.

Misure dello spettro di irradianza solare all'interno e all'esterno della camera sono state effettuate contemporaneamente per determinare l'attenuazione della radiazione solare da parte delle pareti della camera. Le misure sono state effettuate con Field Spec Pro FR, in un range compreso tra i 350 e 2500 nm ad un passo spettrale di 1 nm.

Come mostrato in figura 5, la trasmittanza della radiazione è quasi nulla nella regione dei raggi UV, poi però risale molto bruscamente con valori intorno al 90% nella regione del visibile, per poi riscendere nella zona del vicino infrarosso ed arrivare a solo il 20% nella zona dello SWIR (*short wave infrared*, circa 1600 nm) che però non ha influenza sulla fotosintesi. Valori di trasmittanza intorno al 90% nella regione della radiazione fotosinteticamente attiva (400-700 nm) sono in linea con quanto riportato in letteratura (Pickering *et al.*, 1993) e decisamente migliore di quanto riportato per altre camere (Held *et al.*, 1990; Steduto *et al.*, 2002).

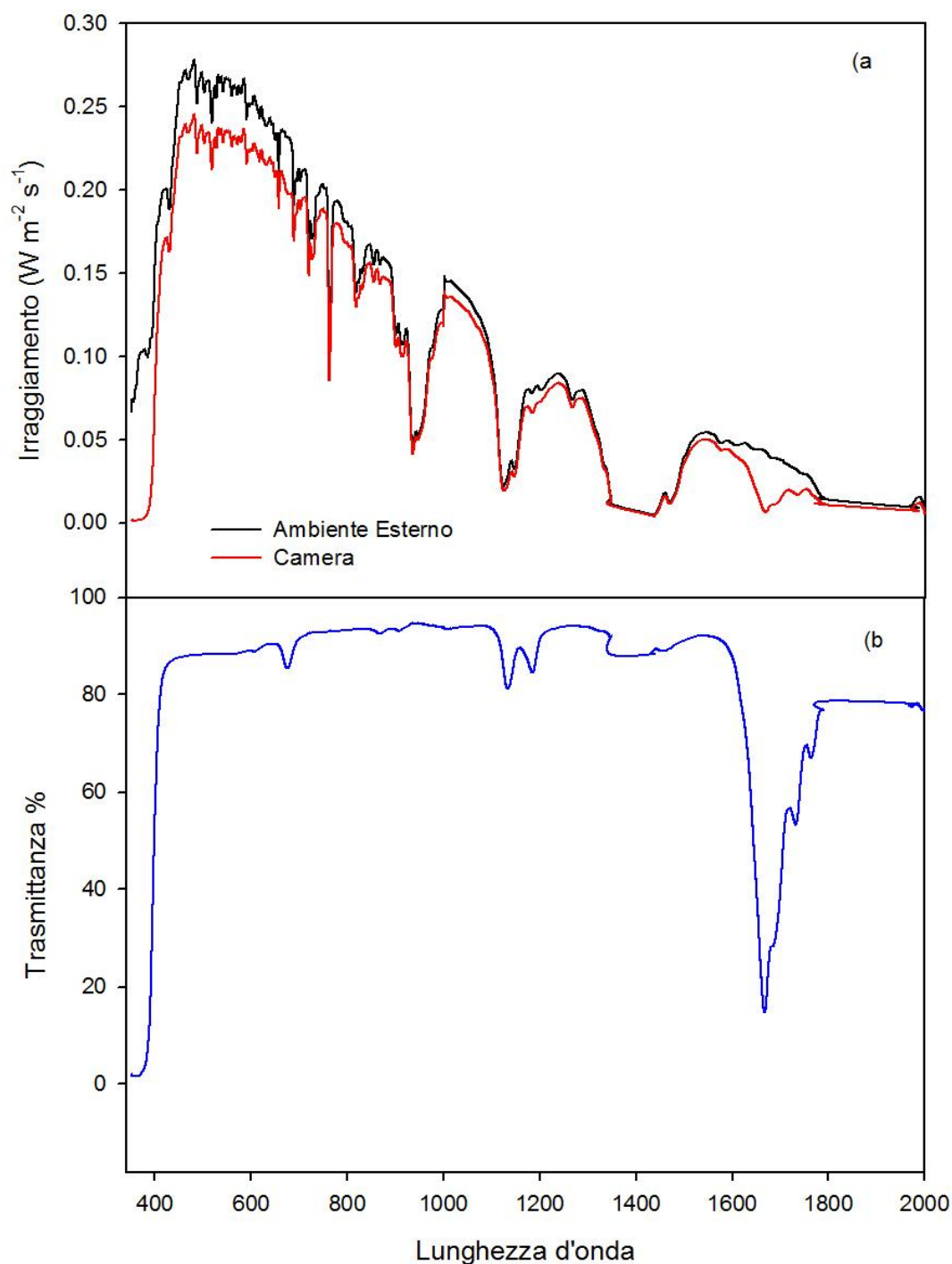


Figura 5. a) Radiazione incidente fuori la camera (linea nera) ed trasmessa all'interno della camera (linea rossa) al variare della lunghezza d'onda. b) trasmittanza % dell'irraggiamento percentuale in funzione della lunghezza d'onda.

3.3.5 Calcolo del flusso

Il flusso di CO₂ viene calcolato dal LI-8100 mediante i tassi di decremento (per i flussi fotosintetici) o di incremento (per i flussi respirativi) all'interno della camera di misura. L'equazione utilizzata dallo strumento per il calcolo dei flussi è la seguente:

$$F_c = \frac{10VP_0 \left(1 - \frac{W_0}{1000}\right)}{RS(T_0 + 273.15)} \frac{\partial C'}{\partial t} \quad (4)$$

dove F_c è il flusso di CO₂ in (μmol CO₂ m⁻² s⁻¹), V è il volume (cm³), P_0 è la pressione iniziale (kPa), W_0 è la concentrazione iniziale di vapore acqueo (mmol mol⁻¹), S è la superficie coperta dalla camera (cm²), T_0 è la temperatura iniziale (°C), e $\frac{\partial C'}{\partial t}$ è il range iniziale del cambiamento della

concentrazione di CO₂ corretta per l'acqua nel tempo (μmol⁻¹ mol s⁻¹).

Effettuando le misure alla luce solare si ottiene lo scambio netto di ecosistema (*Net Ecosystem Exchange, NEE*). Dopo questa operazione la camera viene riaperta e ventilata per favorire il ritorno delle concentrazioni ai livelli dell'ambiente esterno. Successivamente la camera viene richiusa e coperta con un telo oscurante. In questa maniera si ottiene la respirazione totale di ecosistema (*Total Ecosystem Respiration, TER*). Sottraendo TER da NEE si ricava la stima della fotosintesi lorda di tutto l'ecosistema (*Gross Ecosystem Productivity, GPP*).

3.3.6 Confronto con camera suolo

Ultimo step è stato il confronto della camera con altri sistemi di misura. Il confronto è stato fatto sui flussi di CO₂ provenienti da suolo nudo sabbioso. Durante il confronto l'analizzatore restava invariato (LI-8100; LI-COR, Lincon, Nebraska, NE, USA), e veniva collegato alternativamente alla camera CC e ad una camera da suolo del diametro di 10 cm (Modello: 8100-102; LI-COR, Lincon, Nebraska, NE, USA).

Un collare di acciaio inossidabile (0.8 x 0.8 m) era stato inserito nel suolo nudo, ed al suo interno erano stati installati 5 collari in PVC per la misura dell'efflusso di CO₂ tramite la camera 8100-102. In figura 6 vengono riportati i risultati delle misure condotte durante le 9 campagne di misura tra il 2010 ed il 2011. Il test ha dato ottimi risultati: la regressione che interpolava le misure raccolte con le due differenti camera aveva una pendenza di 1.01 ed una intercetta di 0.13 che sono risultate non differenti dalla linea 1:1 (Figura 6). In questo modo è stato possibile confrontare la respirazione del suolo misurata con la cuvetta 8100-102 e la respirazione totale dell'ecosistema misurata con la *Canopy Chamber*.

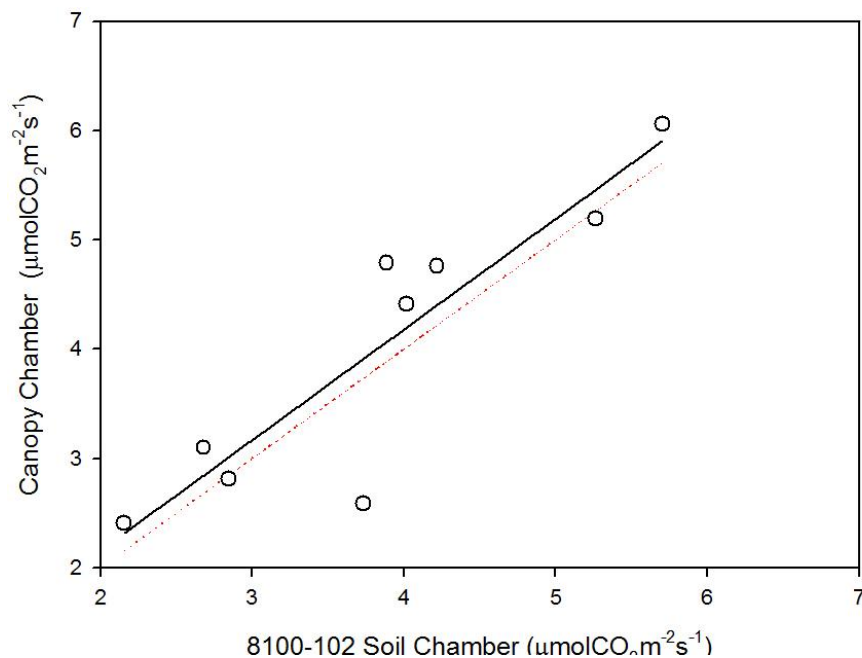


Figura 6. I cerchi bianchi rappresentano le misure raccolte con la camera rispetto alle misure della 8100-102 soil chamber. La linea nera rappresenta la regressione lineare tra i due, mentre la linea rossa è la linea 1:1.

3.3.7 Effetto dei ventilatori

Al fine di testare l'effetto dei ventilatori sui gradienti sul flusso di CO₂ dal suolo, sono state effettuate varie misure con i ventilatori impostati su diverse velocità. Come mostrato in figura 7A, la velocità dei ventilatori non ha apportato nessun effetto significativo sui tassi di emissione. Mentre se si considera il coefficiente di variazione, ossia l'incertezza relativa alla misura del flusso, questo aumenta significativamente con i ventilatori spenti, mentre non vi è differenza per quanto riguarda le differenti velocità (Figura 7). Al contrario di quanto riscontrato da vari autori (Hanson *et al.*, 1993; Pumpanen *et al.*, 2004), l'aumento di turbolenza all'interno della camera non ha alimentato il flusso dal suolo (Figura 7A), ma ha stabilizzato la linearità del flusso riducendo l'incertezza della misura (Figura 7B).

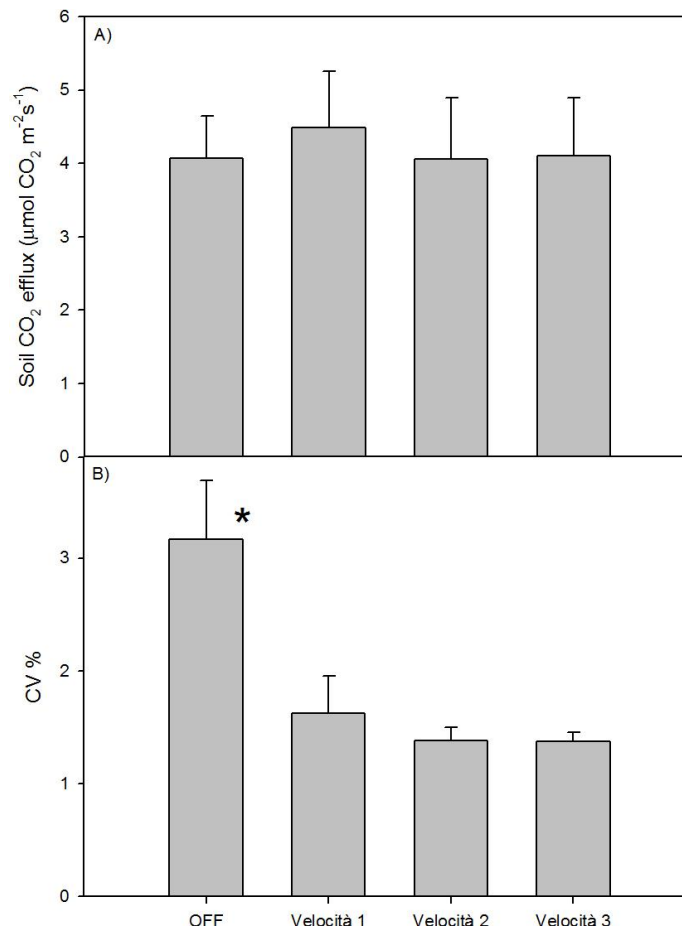


Figura 7. a) Le barre grige rappresentano l'efflusso di CO₂ a diverse velocità dei ventilatori, le barre verticali indicano l'errore standard della media (n=9) b) Le barre grige indicano la media dei coefficienti di variazione a diverse velocità dei ventilatori, le barre verticali indicano l'errore standard della media (n=9), l'asterisco indica una significatività con $p < 0.05$.

3.4 Bibliografia

Baldocchi DD, Hincks BB, Meyers TP. 1988. Measuring Biosphere-Atmosphere Exchanges of Biologically Related Gases with Micrometeorological Methods. *Ecology* **69**: 1331-1340.

Burkart S, Manderscheid R, Weigel HJ. 2007. Design and performance of a portable gas exchange chamber system for CO₂- and H₂O-flux measurements in crop canopies. *Environmental and Experimental Botany* **61**: 25-34.

Fang C, Moncrieff JB. 1998. An open-top chamber for measuring soil respiration and the influence of pressure difference on CO₂ efflux measurement. *Functional Ecology* **12**: 319-325.

Garcia RL, Norman JM, McDermitt DK. 1990. Measurements of canopy gas exchange using an open chamber system. *Remote Sensing Reviews* **5**: 141-162.

Grau A. 1995. A closed chamber technique for field measurement of gas exchange of forage canopies. *New Zealand Journal of Agricultural Research* **38**: 71-77.

- Hanson PJ, Wullschleger SD, Bohlman SA, Todd DE. 1993.** Seasonal and topographic patterns of forest floor CO₂ efflux from an upland oak forest. *Tree Physiology* **13**: 1-15.
- Held AA, Steduto P, Orgaz F, Matista A, Hsiao TC. 1990.** Bowen ratio/energy balance technique for estimating crop net CO₂ assimilation, and comparison with a canopy chamber. *Theoretical and Applied Climatology* **42**: 203-213.
- Leadley PW, Drake BG. 1993.** Open top chambers for exposing plant canopies to elevated CO₂ concentration and for measuring net gas exchange. *Vegetatio* **104-105**: 3-15.
- Lund CP, Riley WJ, Pierce LL, Field CB. 1999.** The effects of chamber pressurization on soil-surface CO₂ flux and the implications for NEE measurements under elevated CO₂. *Global Change Biology* **5**: 269-281.
- Medhurst J, Parsby J, Linder S, Wallin G, Ceschia E, Slaney M. 2006.** A whole-tree chamber system for examining tree-level physiological responses of field-grown trees to environmental variation and climate change. *Plant, Cell and Environment* **29**: 1853-1869.
- Muller J, Escheonder A, Diepenbrock W. 2009.** Through-flow chamber CO₂/H₂O canopy gas exchange system—Construction, microclimate, errors, and measurements in a barley (*Hordeum vulgare* L.) field. *Agricultural and Forest Meteorology* **149**: 214-229.
- Oechel WC, Riechers G, Lawrence WT, Prudhomme TI, Grulke N, Hastings SJ. 1992.** "CO₂LT" an automated, null-balance system for studying the effects of elevated CO₂ and global climate change on unmanaged ecosystems. *Functional Ecology* **6**: 86-100.
- Perez-Priego O, Testi L, Orgaz F, Villalobos FJ. 2010.** A large closed canopy chamber for measuring CO₂ and water vapour exchange of whole trees. *Environmental and Experimental Botany* **68**: 131-138.
- Pickering NB, Jones JW, Boote KJ. 1993.** Evaluation of the portable chamber technique for measuring canopy gas exchange by crops. *Agricultural and Forest Meteorology* **63**: 239-254.
- Pumpanen J, Kolari P, Ilvesniemi H, Minkkinen K, Vesala T, Niinistö A, Lohila A, Larmola T, Morero M, Pihlatie M, Janssens I, Yuste JC, Grünzweig JM, Reth S, Subke JA, Savage K, Kutsch W, Østregg G, Ziegler W, Anthoni P, Lindroth A, Hari P. 2004.** Comparison of different chamber techniques for measuring soil CO₂ efflux. *Agricultural and Forest Meteorology* **123**: 159-176.
- Reicosky DC. 1990a.** A portable chamber for evapotranspiration measurements and irrigation scheduling. *Acta horticulturae* **278**: 455-462.
- Reicosky DC. 1990b.** Canopy gas exchange in the field: Closed chambers. *Remote Sensing Reviews* **5**: 163-177.
- Savage KE, Davidson EA. 2003.** A comparison of manual and automated systems for soil CO₂ flux measurements: Trade-offs between spatial and temporal resolution. *Journal of Experimental Botany* **54**: 891-899.
- Schaaf S, Dammgen U, Grünhage L, Burkart S. 2005.** The assessment of water vapour and carbon dioxide fluxes above arable crops - A comparison of methods. *Meteorologische Zeitschrift* **14**: 151-155.

Steduto P, Ietinköku O, Ibrizio R, anber R. 2002. Automated closed-system canopy-chamber for continuous field-crop monitoring of CO₂ and H₂O fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology* **111**: 171-186.

Unsworth MH., 1986. Principles of microclimate and plant growth in open-top chambers. In: Commission of the European Communities Air Pollution Research Report 5: Microclimate and Plant Growth in Open-top Chambers. pp. 16–29.

CAPITOLO 4

IMPATTO DELL'INCREMENTO DELLA TEMPERATURA E DELLA DURATA DEL PERIODO ARIDO SULLA FUNZIONALITA' DI UNA GARIGA MEDITERRANEA



Immagine di *Cistus monspeliensis*

4.1. Introduzione

I cambiamenti climatici generati dall'incremento di gas serra atmosferici ha aumentato la temperatura superficiale terrestre di 0.74 °C durante il ventesimo secolo e un ulteriore aumento tra 1.1 e 6.4 °C è predetto per il ventunesimo secolo (IPCC, 2007). Secondo queste previsioni, la variazione della temperatura sarà accompagnata anche dalla variazione delle precipitazioni, delle quali, sebbene con incertezze più elevate, ne è stata pronosticata la riduzione sia globalmente (IPCC, 2007) che localmente, come per esempio nel bacino del Mediterraneo (Peñuelas *et al.*, 2007; Giorgi & Lionello, 2008).

Come questi cambiamenti possano avere un effetto sulla funzionalità degli ecosistemi, in particolare i loro flussi di carbonio, e quindi le interazioni con il clima, è ancora poco noto.

Inoltre le risposte degli ecosistema ai mutamenti del clima possono variare nel tempo considerando il breve e il lungo periodo. Molti degli studi condotti negli ultimi anni hanno dato informazioni riguardo gli effetti dei driver climatici sui flussi istantanei di carbonio: classiche risposte istantanee all'aumento delle temperature sono un incremento delle perdite di carbonio dal suolo e dalle piante e un'accelerazione del ciclo dell'azoto (Melillo *et al.*, 2002; Eliasson *et al.*, 2005), mentre la riduzione della fotosintesi (Flexas & Medrano, 2002) e la riduzione della respirazione del suolo (Davidson & Janssens, 2006; de Dato *et al.*, 2010) sono le risposte nel breve periodo alla riduzione delle precipitazioni. A lungo termine questi cambiamenti possono portare a un decremento dell'indice di area fogliare (LAI) (Ciais *et al.*, 2005; Granier *et al.*, 2007; Granier *et al.*, 2007) nonché a variazioni nella struttura e biochimica fogliare (Poorter *et al.*, 2010), nella comunità eterotrofica del suolo e nella sua attività (Davidson *et al.*, 2006; Yuste *et al.*, 2011), nell'accumulo di biomassa (De Dato *et al.*, 2008).

Tutti questi cambiamenti possono riflettersi sulle dinamiche degli ecosistemi sotto forma di disturbo ecologico, provocando l'alterazione della funzionalità e della struttura degli ecosistemi stessi (Melillo *et al.*, 1990). I due anni continuativi di manipolazione climatica, descritta nel capitolo 2, hanno permesso di testare se l'aumento delle temperature minime notturne e il prolungamento dell'aridità estiva hanno causato cambiamenti strutturali e funzionali nell'ecosistema oggetto di studio, modificando i suoi flussi di carbonio a parità di condizioni ambientali. Queste modifiche potrebbero essere fondamentali per lo sviluppo di modelli predittivi.

Obiettivi specifici del lavoro sono stati:

- a) Quantificare i flussi fotosintetici e respirativi della gariga in esame e i loro andamenti temporali durante i due anni dello studio attraverso un monitoraggio periodico
- b) Verificare se i flussi di carbonio (GPP, TER, SR ed NEE) e le loro relazioni reciproche (TER/GPP; SR/TER) sono influenzate dalla manipolazione microclimatica.

4.2 Materiali e Metodi

La strumentazione e le tecniche utilizzate per la misura dei flussi di carbonio e dei parametri climatici qui analizzati sono presentati in maniera approfondita nei Capitoli 2 e 3.

Al fine di evidenziare le sole differenze funzionali e strutturali dovute all'effetto di 8 anni di manipolazione microclimatica, sono stati esclusi da questo studio tutte quelle misure di scambio gassoso nelle quali i parametri microclimatici quali contenuto idrico del suolo, temperatura del suolo e temperatura dell'aria divergevano significativamente tra i trattamenti (test ANOVA per misure ripetute, livello di significatività pari a $p < 0.05$). In questa maniera sono stati evitati gli effetti diretti della manipolazione microclimatica sui flussi di carbonio.

I flussi di carbonio selezionati sono stati sottoposti ad analisi statistiche dove il plot era considerata la minima unità campionaria indipendente ($n=3$). Tutte le pseudo repliche delle variabili raccolte all'interno dei singoli plot sono state mediate per ottenere un unico valore per plot. Per testare l'effetto del tempo e dei trattamenti microclimatici sulle variabili in esame è stato svolto un test ANOVA per misure ripetute. Il livello di significatività è stato stabilito a $p < 0.05$. Quando erano evidenziate differenze significative tra il *control* e i trattamenti veniva applicato il post-hoc test LSD di Fisher. Le analisi statistiche e i grafici sono stati effettuati rispettivamente con Systat 12 e SigmaPlot, 10 (SPSS Inc. 2004).

4.3 Risultati

4.3.1 Variabili ambientali e strutturali

Durante il biennio di osservazione (febbraio 2010-novembre 2011) i valori di temperatura, contenuto idrico, radiazione incidente e potenziali fogliari di base sono stati caratterizzati da un'elevata variabilità temporale (Figura 4.1). I valori massimi di radiazione e temperatura si sono verificati in corrispondenza dei minimi contenuti idrici del suolo e potenziali fogliari (Figura 4.1).

L'indice di area della pianta (PAI) ha avuto il massimo sviluppo durante il periodo primaverile (Figura 4.2) quando ha raggiunto il suo massimo valore, che nel *control* è stato pari a $1.61 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$. Da quel momento in poi si è assistito ad una graduale perdita delle foglie di *Cistus* con il PAI che è arrivato ai valori minimi estivi che nel *control* sono stati $0.75 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ nel 2010 e $1.10 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ nel 2011. La differenza tra i due minimi va ricercata nella definizione di PAI riportata nel capitolo 2. Ossia il PAI prende in considerazione tutte le parti della chioma e non solo le foglie. Quindi la differenza tra i minimi potrebbe non essere dovuta ad un incremento della parte fotosintetica ma ad una maggiore presenza di rami. Nei periodi autunnali successivi vi è una fase di nuova espansione fogliare con valori di PAI di $1.01 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ e $1.15 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ registrati nel novembre 2010 e nell'ottobre 2011. I trattamenti non hanno mostrato influenzare significativamente il PAI durante il periodo di studio (Figura 4.2).

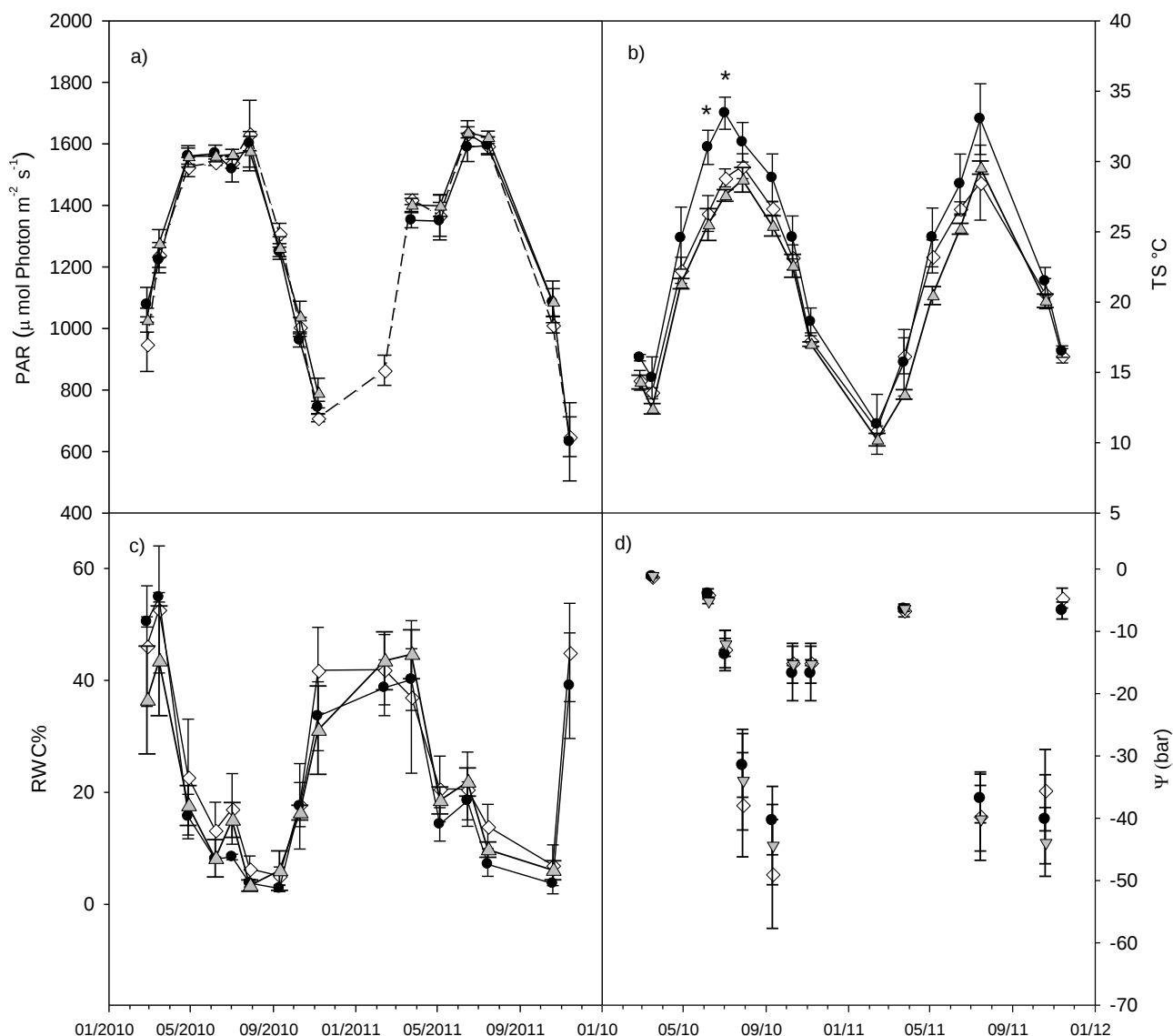


Figura 4.1 Valori di metà giornata di radiazione fotosinteticamente attiva (PAR) (a), temperatura del suolo (b), contenuto idrico relativo (c) e potenziale fogliare di base (d). I rombi bianchi indicano i valori del *control*, i cerchi neri indicano del *drought* e i triangoli grigi indicano del *warming*. Le barre d'errore indicano l'errore standard ($\pm se$) della media ($n=3$). L'asterisco indica una differenza significativa tra i trattamenti ($p<0.05$)

4.3.2 Componenti del bilancio del carbonio

Nello stesso periodo la fotosintesi lorda (GPP) ha mostrato una significativa stagionalità ($p<0.0001$; Figura 4.3). Relativamente al *control*, la fotosintesi lorda ha mostrato il seguente andamento (media $\pm se$): a partire da una GPP di $14.91 (\pm 1.72) \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ misurata a fine febbraio, questa è rimasta pressoché costante fino alla fine di aprile quando ha raggiunto il massimo di $16.12 (\pm 1.64) \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ quando il contenuto idrico del suolo, relativo alla saturazione, si manteneva sopra il 15% e la radiazione era al di sopra dei $1400 \mu\text{mol fotoni m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Successivamente, la GPP ha mostrato una riduzione scendendo a $12.51 (\pm 0.66)$ e $12.65 (\pm 0.64) \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ riscontrati rispettivamente a inizio giugno e inizio luglio. La GPP è poi crollata nel periodo più asciutto a 6.02

(± 1.11) $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ della fine di luglio per arrivare al minimo di $3.45 (\pm 0.83) \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ rilevato a metà settembre 2011. Va sottolineato come questi ecosistemi mostrino una stasi estiva con una notevole perdita di area fogliare (Figura 4.2).

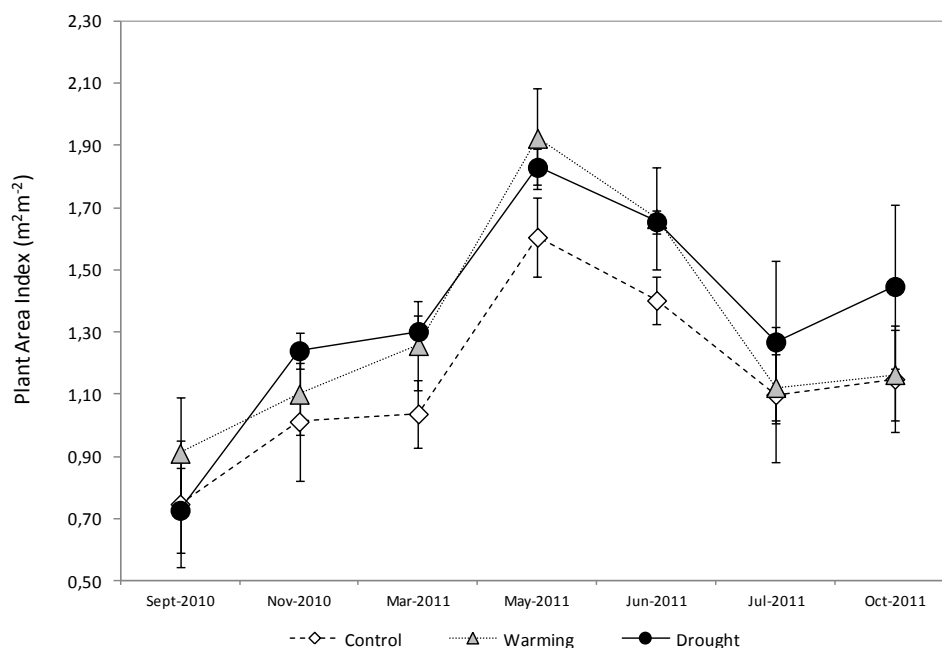


Figura 4.2 Indice di area della pianta (Plant Area Index, PAI) durante il periodo settembre 2010-ottobre 2011. Il *control*, *drought* e *warming* sono rappresentati rispettivamente da rombi bianchi con linea spezzata, cerchi neri con linea continua triangoli grigi e linea continua. Le barre d'errore indicano l'errore standard ($\pm se$) della media ($n=3$).

Il successivo arrivo delle piogge autunnali fa sì che la vegetazione si riattivi, con una nuova fase di crescita fogliare ed una conseguente graduale ripresa della GPP da ottobre 2010 ($4.89 \pm 0.31 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) a novembre 2010 ($9.59 \pm 0.97 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$). I tassi fotosintetici durante il 2011 hanno mostrato lo stesso andamento dell'anno precedente, con i massimi durante il periodo primaverile (maggio 2011, $14.96 \pm 0.82 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) e i minimi durante il periodo siccitoso, che nel 2011 si è protratto per buona parte del periodo autunnale con una conseguente ripresa molto più debole: la GPP passava dai $2.24 (\pm 0.46) \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ di ottobre 2011 ai $5.48 (\pm 1.11) \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ registrati alla metà di novembre 2011.

A parità di condizioni ambientali al momento della misura, la GPP sottoposta al trattamento *drought* non ha mostrato differenze significative al *control* (Figura 4.3 a). Al contrario, il trattamento *warming* ha aumentato in maniera significativa la GPP quando la temperatura media dell'aria era al di sotto dei 15°C ($p=0.036$), con aumenti significativi nelle date di febbraio 2010 ($p=0.009$), novembre 2010 ($p=0.009$) e marzo 2011 ($p=0.023$) (Figura 4.3 b). Questo effetto scompariva quando si consideravano le misure effettuate con temperatura media dell'aria al di sopra di 15°C ($p=0.26$). Infatti la differenza tra la fotosintesi lorda del trattamento *warming* e quella del *control* aumenta in maniera lineare e significativa al diminuire della temperatura ambientale (Figura 4.4).

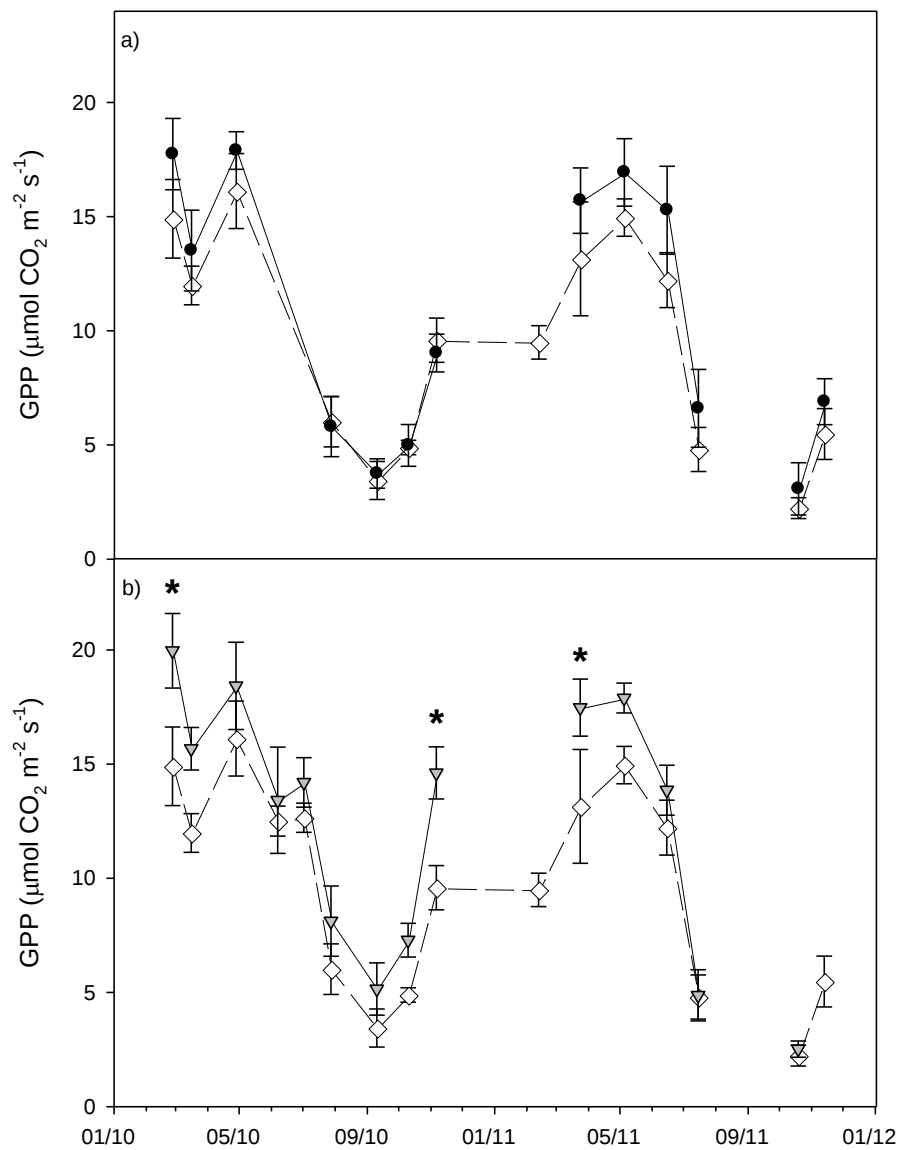


Figura 4.3 Fotosintesi lorda dell'ecosistema (GPP) durante il biennio 2010-2011 a) *control* (rombi bianchi con linea spezzata) e *drought* (cerchi nera con linea continua) b) *control* (rombi bianchi con linea spezzata) e *warming* (triangoli grigi e linea continua). Le barre d'errore indicano l'errore standard ($\pm se$) della media ($n=3$). L'asterisco indica una differenza significativa a $p<0.05$

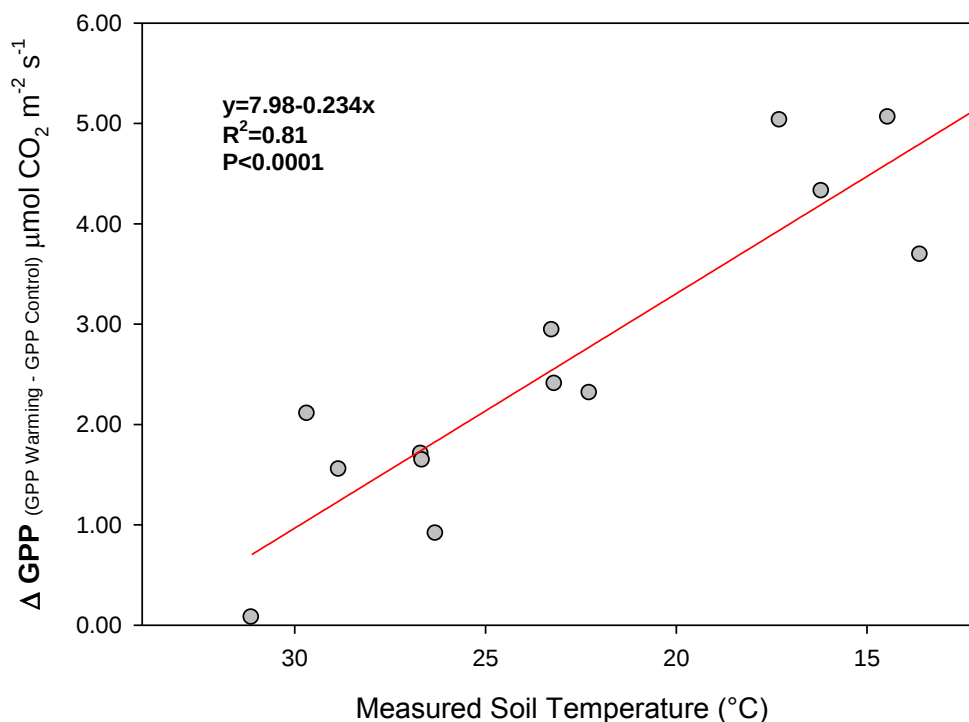


Figura 4.4 Differenza tra la fotosintesi lorda del trattamento *warming* e la fotosintesi lorda del trattamento *control* (ΔGPP) in funzione della temperatura media dell'aria della stazione.

In figura 4.5 viene mostrato l'andamento stagionale dell'efficienza d'uso della radiazione (LUE_{ecol} , $mmol\ mol^{-1}$). Considerando solo il trattamento *control*, la LUE_{ecol} (media $\pm$ se) ha mostrato dei massimi nel periodo invernale pari a 15.94 (± 2.02) e 13.53 (± 1.36) $mmol\ mol^{-1}$ che sono stati registrati rispettivamente nel mese di febbraio e novembre 2010. La LUE_{ecol} è decrementata con l'avanzare della stagione estiva fino a perdere circa l'80% nel periodo estivo, con valori che hanno raggiunto i 2.62 (± 0.62) e 2.19 (± 0.40) $mmol\ mol^{-1}$ rispettivamente a per settembre 2010 e ottobre 2011 (Figura 4.5). Nel biennio 2010-2011 la LUE_{ecol} non ha mostrato differenze significative rispetto al trattamento *drought*. Diversamente, il trattamento *warming* ha migliorato la LUE_{ecol} nelle date di febbraio 2010 ($p=0.019$), novembre 2010 ($p=0.001$) e marzo 2011 ($p=0.028$); le stesse in cui anche la GPP veniva influenzata dal trattamento. La respirazione totale di ecosistema (TER) della gariga in esame ha avuto una media complessiva ($\pm$ se) di 6.83 (± 0.28) $\mu mol\ CO_2\ m^{-2}\ s^{-1}$. La TER ha evidenziato una significativa variazione temporale ($p<0.0001$ Figura 4.6): partendo da un valore di 7.22 (± 0.55) misurato a febbraio 2010, essa è rimasta grosso modo costante fino al picco di 10.13 $\pm$ 0.33 $\mu mol\ CO_2\ m^{-2}\ s^{-1}$ registrato a fine aprile dello stesso anno. Nelle campagne di misura successive i flussi respirativi hanno subito una graduale riduzione passando dai 9.31 $\pm$ 0.39 $\mu mol\ CO_2\ m^{-2}\ s^{-1}$ di inizio luglio 2010 ai 5.44 $\pm$ 0.62 $\mu mol\ CO_2\ m^{-2}\ s^{-1}$ di fine luglio 2010, fino ad arrivare al minimo di 3.49 $\pm$ 0.20 $\mu mol\ CO_2\ m^{-2}\ s^{-1}$ misurato a metà settembre 2010.

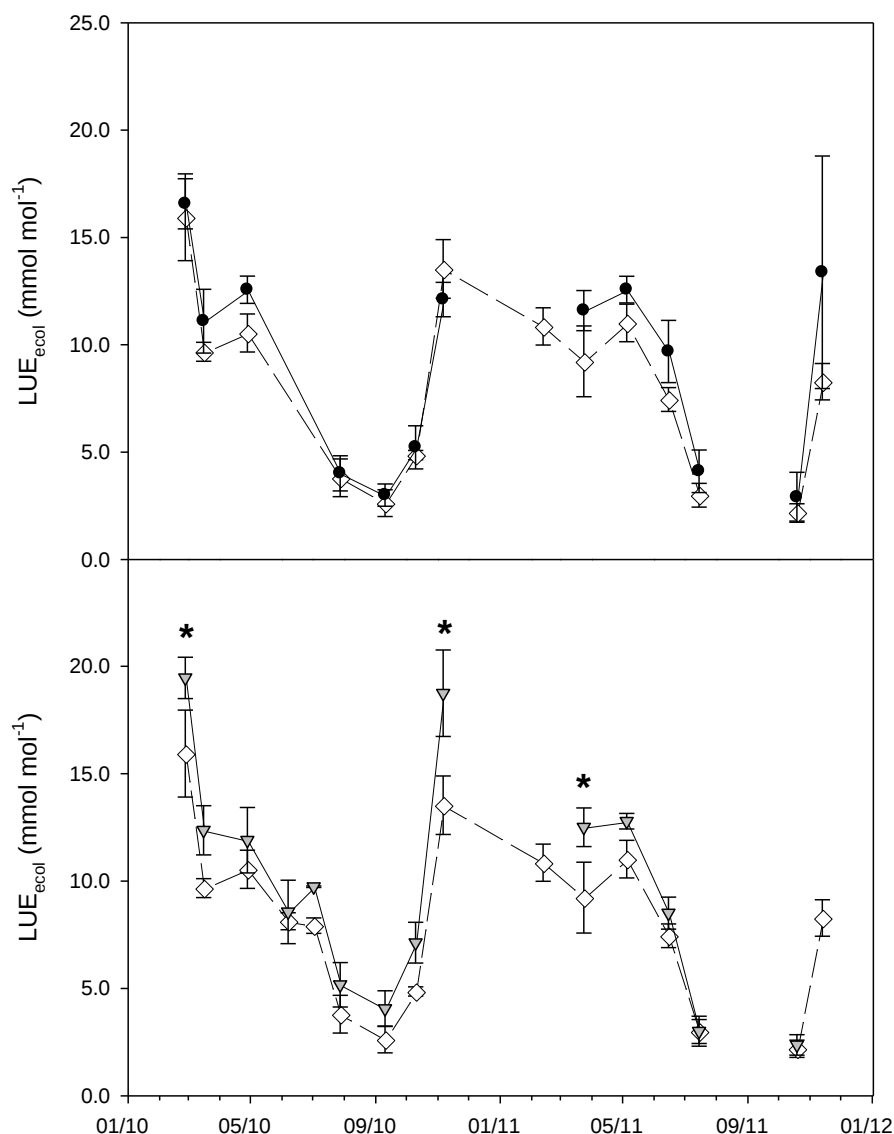


Figura 4.5 Efficienza d'uso della luce (LUE) durante il biennio 2010-2011 a) *control* (rombi bianchi con linea spezzata) e *drought* (cerchi nera con linea continua) b) *control* (rombi bianchi con linea spezzata) e *warming* (triangoli grigi e linea continua). Le barre d'errore indicano l'errore standard ($\pm se$) della media ($n=3$). L'asterisco indica una differenza significativa tra i trattamenti ($p<0.05$).

Con l'arrivo delle precipitazioni, l'emissione di CO₂ torna ad aumentare a $7.58 \pm 0.21 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ di metà ottobre 2010, per poi riscendere nel periodo invernale fino a $4.63 \pm 0.03 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ registrato a metà febbraio 2011. Nella primavera successiva i flussi sono tornati a salire fino al massimo di $10.14 \pm 0.67 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ misurato a maggio, per poi riscendere durante il periodo arido, che nel 2011 si è protratto fino a tutto ottobre, quando è stato misurato il valore minimo di $2.64 \pm 0.07 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. A parità di condizioni ambientali al momento della misura, né il trattamento *drought* (Figura 4.6 a) né il trattamento *warming* (Figura 4.6 b) hanno mostrato differenze dal *control* né per quanto riguarda TER.

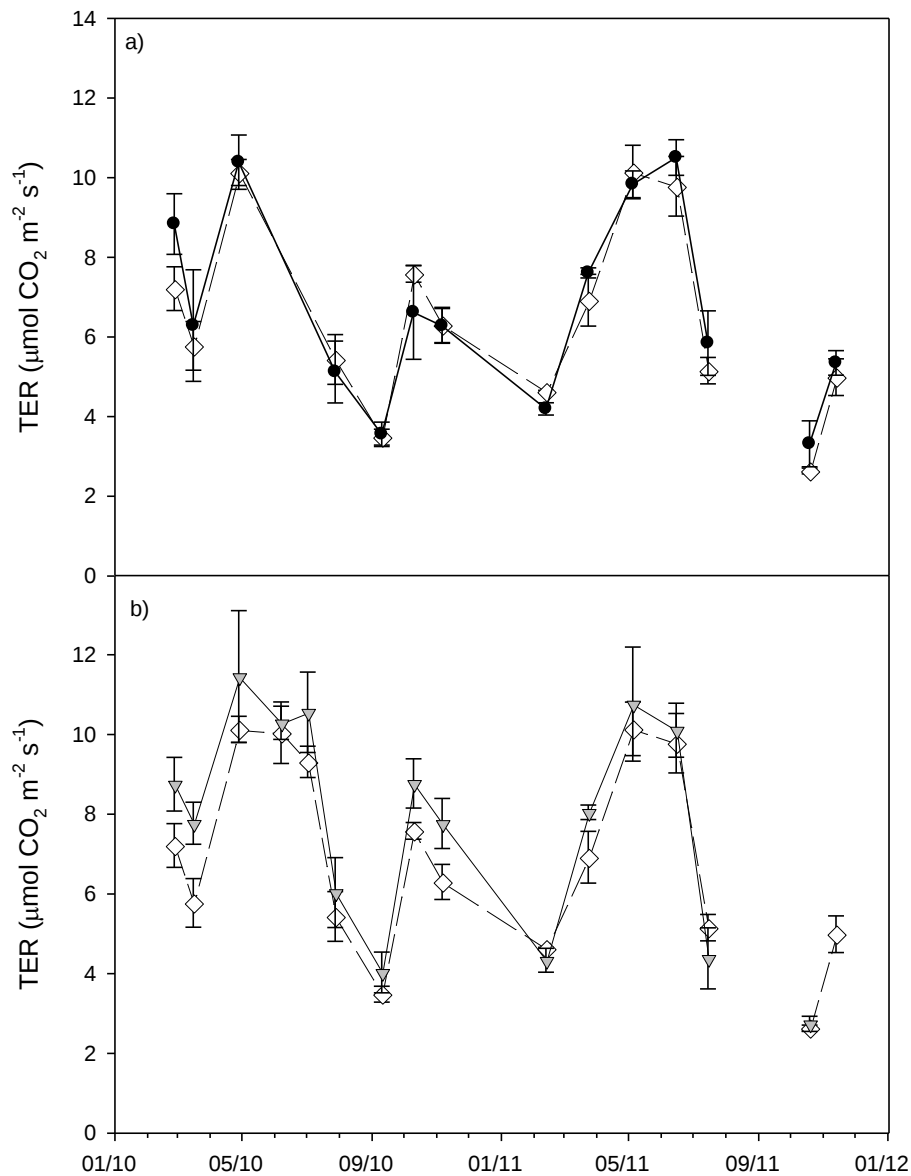


Figura 4.6 Respirazione di ecosistema (TER) durante il biennio 2010-2011 a) *control* (rombi bianchi con linea spezzata) e *drought* (cerchi nera con linea continua) b) *control* (rombi bianchi con linea spezzata) e *warming* (triangoli grigi e linea continua). Le barre d'errore indicano l'errore standard ($\pm se$) della media ($n=3$).

Considerando solo il trattamento *control*, il rapporto tra la respirazione totale di ecosistema e la fotosintesi lorda (TER/GPP) era mediamente di 0.85 ed era compreso nel range di 0.49-1.57. Il rapporto TER/GPP ha mostrato una significativa variazione stagionale ($p<0.0001$). Entrambi gli anni di misura mostrano un andamento simile (Figura 4.7): dai valori minimi registrati nel periodo invernale (0.50 ± 0.08 e 0.67 ± 0.03 rispettivamente per il febbraio del 2010 e del 2011) il rapporto è andata progressivamente crescendo durante il periodo primaverile ed estivo fino ad arrivare ai massimi di 1.57 ± 0.11 e 1.34 ± 0.15 registrati rispettivamente nel mese di ottobre del 2010 e del 2011. Nel biennio 2010-2011 il trattamento *drought* non ha mostrato differenze significative dal *control* (Figura 4.7 a). Durante lo stesso periodo la gariga sottoposta a trattamento *warming* ha mostrato dei

rapporti TER/GPP spesso inferiori rispetto al *control* (Figura 4.7 b), ma solamente a ottobre 2010 lo scostamento è risultato significativo ($p=0.02$).

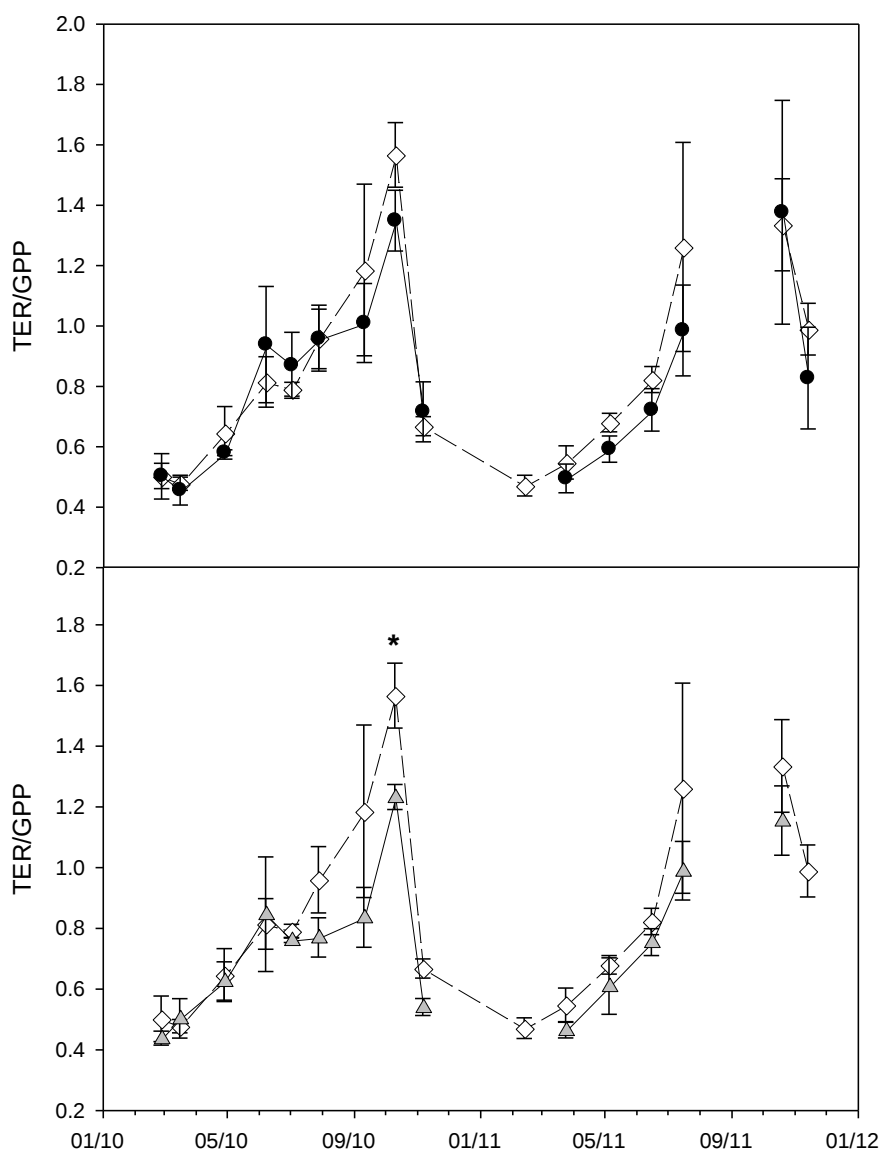


Figura 4.7 Rapporto tra l'efflusso di CO_2 dall'ecosistema e fotosintesi lorda (TER/GPP) durante il biennio 2010-2011 a) *control* (rombi bianchi con linea spezzata) e *drought* (cerchi nera con linea continua) b) *control* (rombi bianchi con linea spezzata) e *warming* (triangoli grigi e linea continua). Le barre d'errore indicano l'errore standard ($\pm\text{se}$) della media ($n=3$). L'asterisco indica una differenza significativa tra i trattamenti ($p<0.05$).

Tra i principali componenti dei flussi respirativi vi è l'efflusso di CO_2 dal suolo (SR). Come evidenziato in precedenza per TER, la SR nel periodo di osservazione è variata in maniera significativa ($p<0.0001$), con i valori del trattamento *control* compresi tra 4.01 e $1.03 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (Figura 4.8): a partire da febbraio 2010 SR è aumentato da $2.40 \pm 0.30 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ fino a raggiungere il picco di $3.96 \pm 0.17 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ misurato alla fine del periodo primaverile.

In seguito, con il progressivo avanzamento del periodo siccitoso, i flussi sono calati fino al minimo di $1.42 \pm 0.10 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ di fine estate. Con l'arrivo delle precipitazioni autunnali nel 2010,

SR ha raggiunto un vero e proprio picco a ottobre 2010, quando ha raggiunto il valore di $3.44 \pm 0.16 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

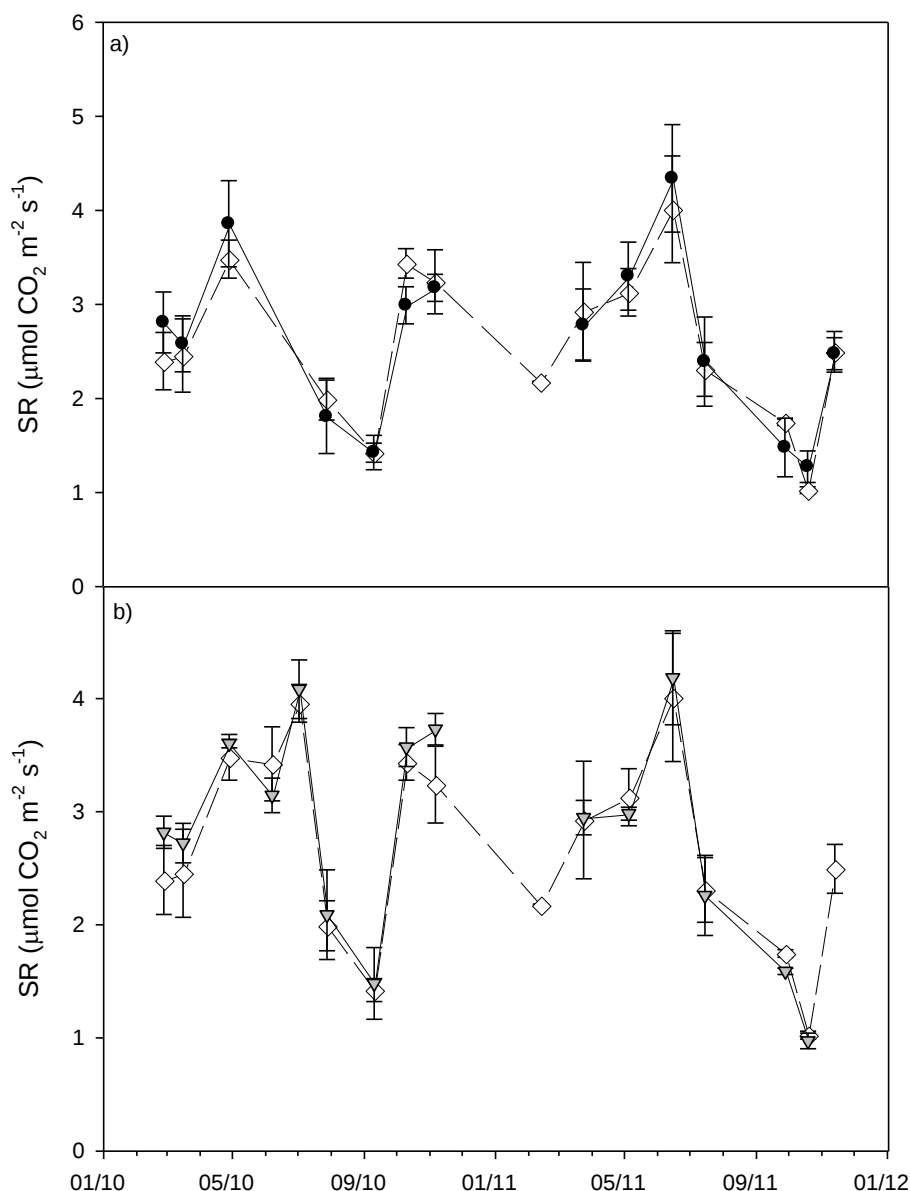


Figura 4.8 Efflusso di CO_2 dal suolo (SR) durante il biennio 2010-2011 a) *control* (rombi bianchi con linea spezzata) e *drought* (cerchi nera con linea continua) b) *control* (rombi bianchi con linea spezzata) e *warming* (triangoli grigi e linea continua). Le barre d'errore indicano l'errore standard ($\pm \text{se}$) della media ($n=3$).

L'arrivo della stagione invernale ha frenato i flussi, che sono calati fino a $2.17 \pm 0.01 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ di metà febbraio 2011. Da quel momento in poi SR è andata progressivamente aumentando fino al massimo di $4.01 \pm 0.57 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ di metà giugno 2011, per poi riscendere fino al minimo di $1.03 \pm 0.04 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ di ottobre 2011. Il contributo che SR apporta a TER varia dal 0.31 al 0.51 con una media di 0.41. La figura 4.9 mostra come l'andamento del rapporto SR/TER nel tempo abbia un disegno che si ripete su scala annuale. Ogni primavera SR/TER cade a circa 0.35. Il rapporto poi aumenta durante l'estate e l'inverno arrivando a circa 0.51 nel tardo autunno. A parità

di condizioni ambientali, i trattamenti *drought* e *warming* non hanno avuto alcun tipo di effetto su SR (Figura 4.8) e su SR/TER (Figura 4.9).

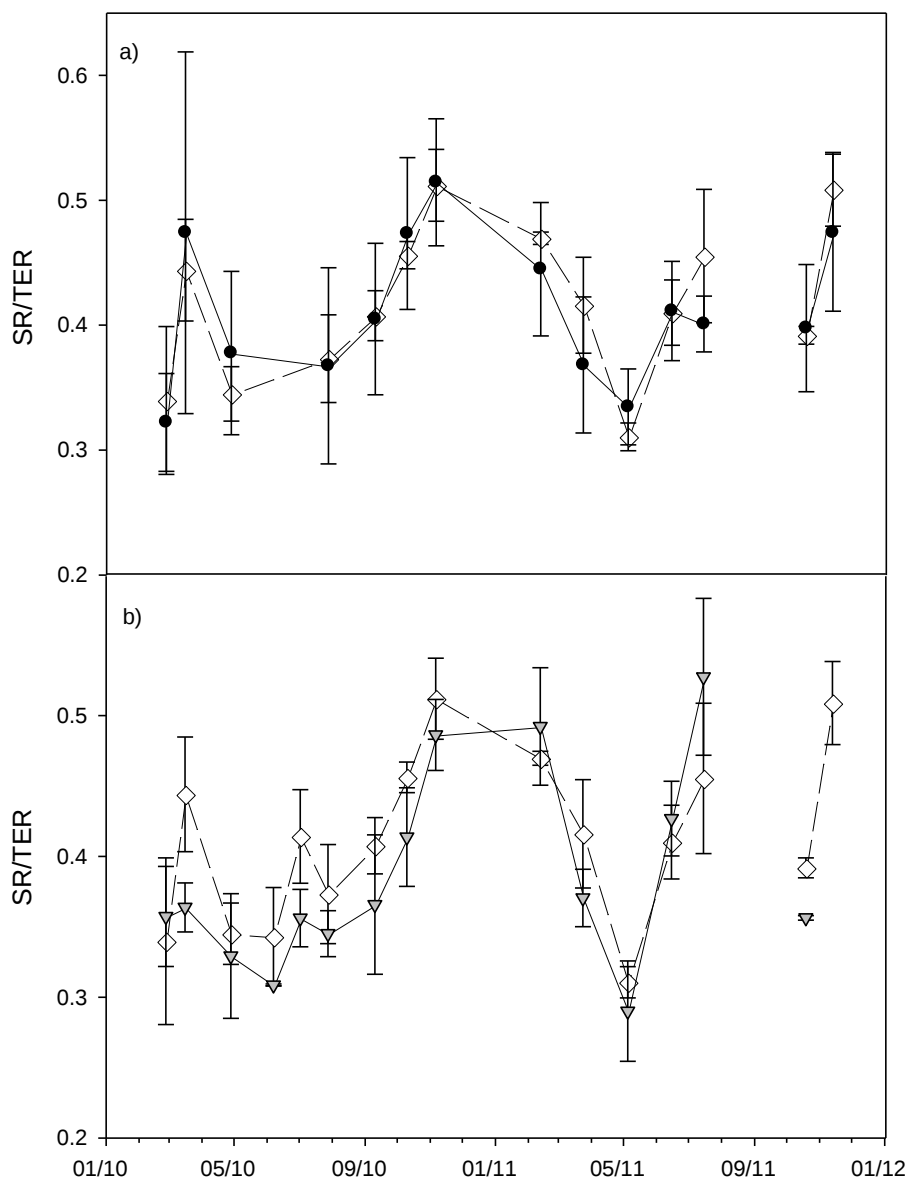


Figura 4.9 Rapporto tra l'efflusso di CO₂ dal suolo e la respirazione totale dell'ecosistema (SR/TER) durante il biennio 2010-2011 a) *control* (rombi bianchi con linea spezzata) e *drought* (cerchi nera con linea continua) b) *control* (rombi bianchi con linea spezzata) e *warming* (triangoli grigi e linea continua). Le barre d'errore indicano l'errore standard ($\pm se$) della media ($n=3$).

La risultante tra i processi sopra descritti è lo scambio netto di ecosistema (NEE). Questo è soggetto ad una fluttuazione stagionale che si è ripetuta nei due anni oggetto della ricerca, così come i flussi fotosintetici e respirativi che lo hanno prodotto. Prendendo in considerazione il trattamento *control*, NEE ha mostrato i suoi valori più alti durante il periodo tardo invernale - primaverile (-7.69 e -6.23 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, verificatisi alla fine di febbraio 2010 e a marzo 2011).

Lo scambio netto di ecosistema si è ridotto fino ad arrivare prima ad un bilanciamento dei flussi fotosintetici e respiratori poi si è trasformato in un source per arrivare ai minimi di 2.69 e 0.40 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ verificatisi entrambi rispettivamente nel periodo autunnale del 2010 e del 2011 (Figura 4.10). A parità di condizioni ambientali al momento della misura, nel biennio 2010-2011 non sono state rilevate differenze significative tra i valori di NEE misurati nel *control* e nel *drought* (Figura 4.10 a). Durante lo stesso periodo, la NEE nel trattamento *warming* ha invece mostrato uno scostamento dal *control*, con un assorbimento di carbonio netto significativamente maggiore misurato nel febbraio 2010 ($p=0.034$) e nel novembre 2010 ($p=0.031$) (Figura 4.10 b).

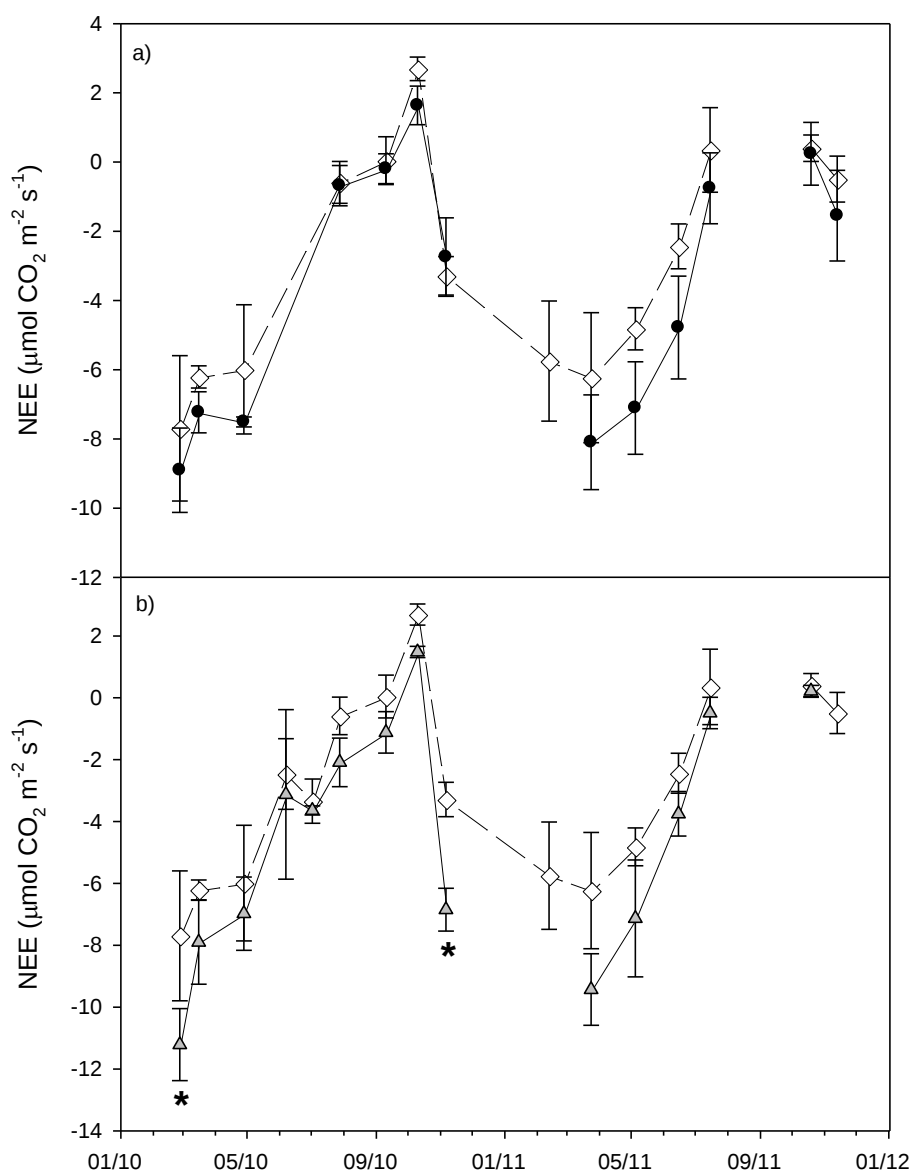


Figura 4.10 Scambio netto di ecosistema (NEE) durante il biennio 2010-2011 a) *control* (rombi bianchi con linea spezzata) e *drought* (cerchi nera con linea continua) b) *control* (rombi bianchi con linea spezzata) e *warming* (triangoli grigi e linea continua). Le barre d'errore indicano l'errore standard ($\pm se$) della media ($n=3$). L'asterisco indica una differenza significativa tra i trattamenti ($p<0.05$).

4.4 Discussioni

La fotosintesi lorda (GPP) della gariga oggetto di questo studio è variata tra 16.14 e 2.24 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Queste rientrano nell'intervallo di valori riportato per 3 ecosistemi forestali e arbustivi mediterranei sottoposti a un severo stress idrico estivo (Reichstein *et al.*, 2002b). I valori di efficienza d'uso della radiazione (LUE_{ecol}), che integrano alle caratteristiche fisiologiche fogliari anche importanti caratteristiche strutturali a scala di ecosistema (LAI e la biomassa epigea), sono in linea con quanto riportato in letteratura per una grande varietà di ecosistemi (Gilmanov *et al.*, 2005) e più specificatamente in ecosistemi di tipo semi arido (Pereira *et al.*, 2007).

Un ecosistema arbustivo mediterraneo a *Juniperus phoenicea* situato a poca distanza dal sito oggetto della ricerca ha mostrato (Reichstein *et al.*, 2002b) ha mostrato valori di respirazione di ecosistema (TER) molto simile a quelli riportati in questo studio.

Mediamente il rapporto tra il flusso fotosintetico lordo e respirativo della gariga (TER/GPP) è stato di 0.85 al di sopra dei 0.65 e 0.73 riportati recentemente per ecosistemi forestali (Reichstein *et al.*, 2007; Luyssaert *et al.*, 2009), mentre è comparabile a quanto riportato precedentemente per foreste di conifere (Law *et al.*, 2002). L'efflusso di CO_2 dal suolo (SR) è coerente con quanto riportato da uno studio precedente condotto nello stesso sito sperimentale (de Dato *et al.*, 2010). Negli ecosistemi mediterranei viene riportato un contributo di SR alla respirazione totale di circa il 70% (Irvine *et al.*, 2005; Tang *et al.*, 2005). Nella gariga oggetto di questo studio questo contributo è stato sensibilmente al di sotto (circa il 40%). Una possibile causa potrebbe essere ricercata nel contributo che la fotodegradazione apporta alla TER, aumentandone in valori. La fotodegradazione è il processo tramite il quale l'irraggiamento solare rompe direttamente i composti organici aumentando i flussi di CO_2 (Rutledge *et al.*, 2010). La gariga in esame con la presenza di branche o intere piante morte in piedi, con chiome abbastanza aperte e sottoposte per gran parte dell'anno ad elevati carichi radiativi, corrisponde alla tipologia di ecosistema dove la fotodegradazione potrebbe avere una grande importanza nell'efflusso di CO_2 dall'ecosistema (Austin A & Vivanco L, 2006; Throop HL & Archer SR, 2009).

Una marcata stagionalità è stata riscontrata nei flussi di carbonio nell'ecosistema studiato. Come riportato per altri ecosistemi di tipo mediterraneo (Xu & Baldocchi, 2004a; Pereira *et al.*, 2007), la massima produttività (GPP ed NEE) di questi ecosistemi avviene durante il periodo primaverile. In estate il deficit idrico causa chiusura stomatica (Liberati comunicazione personale) e perdita di superficie fogliare (questo studio) con conseguente riduzione della fotosintesi lorda. In autunno, con l'arrivo delle piogge, vi è una limitata ripresa della fotosintesi lorda, probabilmente dovuta sia alla strategia fenologica di *Cistus* di perdere le foglie durante il periodo arido, sia ai tassi radiativi più bassi di quelli primaverili. I flussi respirativi invece mostrano una distribuzione relativamente

simmetrica e bimodale, come in altri ecosistemi di tipo mediterraneo (Allard *et al.*, 2008): il primo picco di SR ed TER avviene in corrispondenza della massima produttività, mentre il secondo picco anticipa la ripresa di GPP, generando un flusso netto in perdita. E' stato mostrato più volte come negli ecosistemi aridi vi è un rapido incremento dei tassi respirativi dal suolo con l'arrivo delle piogge dopo i periodi siccitosi, fenomeno che può avere una significativa influenza nel bilancio annuale del carbonio di questi ecosistemi (Pereira *et al.*, 2007; Jarvis *et al.*, 2007; Unger *et al.*, 2012). Il picco autunnale dell'efflusso di CO₂ probabilmente non dipende solo dai driver climatici ma anche dalla disponibilità dei substrati respirativi (Kuzyakov & Gavrichkova, 2010). Infatti con le piogge potrebbero rendersi disponibili quei substrati labili provenienti dalla necromassa formatasi nel periodo estivo e non prontamente utilizzata dagli organismi decompositori (Joos *et al.*, 2010).

Le misure dei flussi hanno evidenziato come a parità di condizioni ambientali al momento della misura, non sia stato riscontrato nessun effetto del trattamento *drought* né sui flussi fotosintetici né tantomeno in quelli respirativi. In precedenza, nello stesso sito sperimentale, era stato evidenziato come una differenza significativa del contenuto idrico del suolo si ripercuoteva negativamente sugli efflussi di CO₂ dal suolo misurati durante il periodo primaverile - estivo (de Dato *et al.*, 2010). I risultati del nostro studio mostrano invece da un lato la resilienza di questo ecosistema verso gli stress idrici di discreta entità, come anche riportato per altri ecosistemi mediterranei (Misson *et al.*, 2010; Cotrufo *et al.*, 2011), da un altro una possibile acclimatazione dopo 8 anni di manipolazione delle precipitazioni.

I principali processi del ciclo del carbonio, come fotosintesi e respirazione, sono sensibili ai cambiamenti di temperatura. L'aumento di temperatura non ha degli effetti univoci sull'assorbimento di carbonio (Turnbull *et al.*, 2002; He & Dong, 2003; Llorens *et al.*, 2004). Effetti diversi sono stati riscontrati anche riguardo i flussi respiratori in particolare l'emissione di CO₂ dal suolo: questa può aumentare (Luo *et al.*, 2001; Bronson *et al.*, 2008) a causa della più rapida decomposizione della sostanza organica (Kirschbaum, 2004; Eliasson *et al.*, 2005; Knorr *et al.*, 2005) o restare inalterate specie nei climi mediterranei (de Dato *et al.*, 2010; Emmett *et al.*, 2004). Negli studi sperimentali manipolativi, lo scambio netto dell'ecosistema risultante dai due processi ha mostrato risposte variabili in diverse tipologie di ecosistemi. In ecosistemi boreali sono stati registrati sia degli aumenti (Marchand *et al.*, 2004) che delle perdite (Ineson *et al.*, 1998) così come nelle steppe temperate (Niu *et al.*, 2008; Wan *et al.*, 2009). Nella gariga mediterranea oggetto di questo studio, un aumento di circa 1 °C della temperatura minima notturna di aria e suolo non ha influenzato i fenomeni respirativi né dal suolo né dall'ecosistema.

Questa mancanza di effetto è probabilmente dovuta sia all'asincronia dell'effetto della manipolazione con la misura dei flussi, sia per il moderato incremento della temperatura e sia, infine, per la solo parziale presenza dello strato organico del suolo (de Dato *et al.*, 2010).

Nella gariga oggetto dello studio il trattamento *warming* ha invece positivamente alterato GPP ed NEE. Alcuni autori (Turnbull *et al.*, 2002; Wan *et al.*, 2009) hanno dimostrato come il riscaldamento notturno possa stimolare la respirazione della pianta ed il consumo dei carboidrati con una conseguente compensazione fotosintetica diurna. Nel nostro studio invece l'incremento di GPP ed NEE potrebbe essere dovuto al maggiore contenuto di azoto fogliare nelle piante di *Cistus* sottoposte al trattamento *warming* (Liberati comunicazione personale). In molte piante l'azoto fogliare è positivamente correlato con i tassi fotosintetici (Reich *et al.*, 1997; Ollinger *et al.*, 2008). Durante le stagioni più fredde con contenuti idrici non limitanti, il trattamento *warming* potrebbe rendere più disponibile l'azoto del suolo. Questa ipotesi trova una conferma indiretta in uno studio condotto precedentemente nello stesso sito sperimentale, il quale ha evidenziato come la mineralizzazione e la nitrificazione dell'azoto erano significativamente incrementate dal trattamento *warming* durante le stagioni fredde con alti valori di contenuto idrico (de Dato, 2004), così come anche mostrato in altri ecosistemi arbustivi europei soggetti allo stesso tipo di manipolazione climatica (Emmett *et al.*, 2004).

4.5 Bibliografia

Allard V, Ourcival JM, Rambal S, Joffre R, Rocheteau A. 2008. Seasonal and annual variation of carbon exchange in an evergreen Mediterranean forest in southern France. *Global Change Biology* **14**: 714-725.

Austin A, Vivanco L. 2006. Plant litter decomposition in a semi-arid ecosystem controlled by photodegradation. *Nature* **442**: 555-558.

Bronson DR, Gower ST, Tanner M, Linder S, Van Herk I. 2008. Response of soil surface CO₂ flux in a boreal forest to ecosystem warming. *Global Change Biology* **14**: 856-867.

Ciais P, Reichstein M, Viovy N, Granier A, Ogee J, Allard V, Aubinet M, Buchmann N, Bernhofer C, Carrara A, Chevallier F, De Noblet N, Friend AD, Friedlingstein P, Grunwald T, Heinesch B, Keronen P, Knohl A, Krinner G, Loustau D, Manca G, Matteucci G, Miglietta F, Ourcival JM, Papale D, Pilegaard K, Rambal S, Seufert G, Soussana JF, Sanz MJ, Schulze ED, Vesala T, Valentini R. 2005. Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. *Nature* **437**: 529-533.

Cotrufo MF, Alberti G, Inglema I, Marjanovic H, Le Cain D, Zaldei A, Peressotti A, Miglietta F. 2011. Decreased summer drought affects plant productivity and soil carbon dynamics in a Mediterranean woodland. *Biogeosciences* 2729-2739.

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

Davidson EA, Janssens IA. 2006. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature* **440**: 165-173.

De Dato G, Pellizzaro G, Cesaraccio C, Sirca C, De Angelis P, Duce P, Spano D, Scarascia Mugnozza G. 2008. Effects of warmer and drier climate conditions on plant composition and biomass production in a Mediterranean shrubland community. *iForest - Biogeosciences and Forestry* **1**: 39-48.

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 and Soil* **327**: 153-166.

Eliasson PE, McMurtrie RE, Pepper DA, Strömgren M, Linder S, Agren G. 2005. The response of heterotrophic CO₂ flux to soil warming. *Global Change Biology* **11**: 167-181.

Emmett BA, Beier C, Estiarte M, Tietema A, Kristensen H, Williams D, Peñuelas J, Schmidt I, Sowerby A. 2004. The Response of Soil Processes to Climate Change: Results from Manipulation Studies of Shrublands Across an Environmental Gradient. *Ecosystems* **7**: 625-637.

Flexas J, Medrano H. 2002. Drought inhibition of Photosynthesis in C₃ Plants: Stomatal and Non-stomatal Limitations Revisited. *Annals of Botany* **89**: 183-189.

Gilmanov TG, Tieszen LL, Wylie BK, Flanagan LB, Frank AB, Haferkamp MR, Meyers TP, Morgan JA. 2005. Integration of CO₂ flux and remotely-sensed data for primary production and ecosystem respiration analyses in the Northern Great Plains: potential for quantitative spatial extrapolation. *Global Ecology and Biogeography* **14**: 271-292.

Giorgi F, Lionello P. 2008. Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change* **63**: 90-104.

Granier A, Reichstein M, Breda N, Janssens IA, Falge E, Ciais P, Grunwald T, Aubinet M, Berbigier P, Bernhofer C, Buchmann N, Facini O, Grassi G, Heinesch B, Ilvesniemi H, Keronen P, Knohl A, Kastler M, Lagergren F, Lindroth A, Longdoz B, Loustau D, Mateus J, Montagnani L, Nys C, Moors E, Papale D, Peiffer M, Pilegaard K, Pita G, Pumpanen J, Rambal S, Rebmann C, Rodrigues A, Seufert G, Tenhunen J, Vesala T, Wang Q. 2007. Evidence for soil water control on carbon and water dynamics in European forests during the extremely dry year: 2003. *Agricultural and Forest Meteorology* **143**: 123-145.

He WM, Dong M. 2003. Plasticity in Physiology and Growth of *Salix matsudana* in Response to Simulated Atmospheric Temperature Rise in the Mu Us Sandland. *Photosynthetica* **41**: 297-300.

Ineson P, Taylor K, Harrison AF, Poskitt J, Benham DG, Tipping E, Woof C. 1998. Effects of climate change on nitrogen dynamics in upland soils. 1. A transplant approach. *Global Change Biology* **4**: 143-152.

IPCC. Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of Working Group I. In: Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL. 2007. Cambridge, Cambridge University Press.

Ref Type: Generic

- Irvine J, Law BE, Kurpius MR. 2005.** Coupling of canopy gas exchange with root and rhizosphere respiration in a semi-arid forest. *Biogeochemistry* **73**: 271-282.
- Jarvis P, Rey A, Petsikos C, Wingate L, Rayment M, Pereira J, Banza J, David J, Miglietta F, Borghetti M, Manca G, Valentini R. 2007.** Drying and wetting of Mediterranean soils stimulates decomposition and carbon dioxide emission: The "Birch effect". *Tree Physiology* **27**: 929-940.
- Joos O, Hagedorn F, Heim A, Gilgen A, Schmidt M, Siegwolf R, Buchmann N. 2010.** Summer drought reduces total and litter-derived soil CO₂ effluxes in temperate grassland – clues from a ¹³C litter addition experiment. *Biogeosciences* **7**: 1031-1041.
- Kirschbaum MUF. 2004.** Soil respiration under prolonged soil warming: are rate reductions caused by acclimation or substrate loss? *Global Change Biology* **10**: 1870-1877.
- Knorr W, Prentice IC, House JI, Holland EA. 2005.** Long-term sensitivity of soil carbon turnover to warming. *Nature* **433**: 298-301.
- Kuzyakov YV, Gavrichkova O. 2010.** Time lag between photosynthesis and carbon dioxide efflux from soil: a review of mechanisms and controls. *Global Change Biology* **16**: 3386-3406.
- Law BE, Falge E, Gu L, Baldocchi DD, Bakwin P, Berbigier P, Davis K, Dolman AJ, Falk M, Fuentes JD, Goldstein A, Granier A, Grelle A, Hollinger D, Janssens IA, Jarvis P, Jensen NO, Katul G, Mahli Y, Matteucci G, Meyers T, Monson R, Munger W, Oechel W, Olson R, Pilegaard K, Paw U, Thorgeirsson H, Valentini R, Verma S, Vesala T, Wilson K, Wofsy S. 2002.** Environmental controls over carbon dioxide and water vapor exchange of terrestrial vegetation. *Agricultural and Forest Meteorology* **113**: 97-120.
- Llorens L, Peñuelas J, Beier C, Emmett B, Estiarte M, Tietema A. 2004.** Effects of an Experimental Increase of Temperature and Drought on the Photosynthetic Performance of Two Ericaceous Shrub Species Along a North–South European Gradient. *Ecosystems* **7**: 613-624.
- Luo Y, Wan S, Hui D, Wallace LL. 2001.** Acclimatization of soil respiration to warming in a tall grass prairie. *Nature* **413**: 622-625.
- Luyssaert S, Reichstein M, Schulze ED, Janssens IA, Law BE, Papale D, Dragoni D, Goulden ML, Granier A, Kutsch WL, Linder S, Matteucci G, Moors E, Munger JW, Pilegaard K, Saunders M, Falge EM. 2009.** Toward a consistency cross-check of eddy covariance flux;based and biometric estimates of ecosystem carbon balance. *Global Biogeochem.Cycles*. **23**: GB3009.
- Marchand F, Nijs I, de Boeck H, Kockelbergh F, Mertens S, Beyens L. 2004.** Increased Turnover but Little Change in the Carbon Balance of High-Arctic Tundra Exposed to Whole Growing Season Warming. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* **36**: 298-307.
- Melillo J, Callaghan TV, Woodward FI, Salati E, Sinha SK. 1990.** Effects on ecosystems. In: Houghton JT, Jenkins GJ, Ephraum JJ, eds. *Climate change: the IPCC scientific assessment*. New York: Cambridge University Press, 285-310.
- Melillo JM, Steudler PA, Aber JD, Newkirk K, Lux H, Bowles FP, Catricala C, Magill A, Ahrens T, Morrisseau S. 2002.** Soil Warming and Carbon-Cycle Feedbacks to the Climate System. *Science* **298**: 2173-2176.

Misson L, Rocheteau A, Mbal S, Ourcival JM, Limousin JM, Rodriguez R. 2010. Functional changes in the control of carbon fluxes after 3 years of increased drought in a Mediterranean evergreen forest? *Global Change Biology* **16**: 2461-2475.

Niu S, Wu M, HAN Y, Xia J, Li L, Wan S. 2008. Water-mediated responses of ecosystem carbon fluxes to climatic change in a temperate steppe. *New Phytologist* **177**: 209-219.

Ollinger SV, Richardson AD, Martin ME, Hollinger DY, Frolking SE, Reich PB, Plourde LC, Katul GG, Munger JW, Oren R, Smith ML, Paw U, Bolstad PV, Cook BD, Day MC, Martin TA, Monson RK, Schmid HP. 2008. Canopy nitrogen, carbon assimilation, and albedo in temperate and boreal forests: Functional relations and potential climate feedbacks. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **105**: 19336-19341.

Peñuelas J, Prieto P, Beier C, Cesaraccio C, De Angelis P, De Dato G, Emmett BA, Estiarte M, Garandnai J, Gorissen A, KE, Llorens L, Pellizzaro, Schmidt, Sirca, Sowerby, Spano, Tietema. 2007. Response of plant species richness and primary productivity in shrublands along a north-south gradient in Europe to seven years of experimental warming and drought: reductions in primary productivity in the heat and drought year of 2003. *Global Change Biology* **13**: 2563-2581.

Pereira JS, Mateus JA, Aires LM, Pita G, Pio C, David JS, Andrade V, Banza J, David TS, Paco TA, Rodrigues A. 2007. Net ecosystem carbon exchange in three contrasting Mediterranean ecosystems - The effect of drought. *Biogeosciences* **4**: 791-802.

Poorter H, Niinemets U, Walter A, Fiorani F, Schurr U. 2010. A method to construct dose-response curves for a wide range of environmental factors and plant traits by means of a meta-analysis of phenotypic data. *Journal of Experimental Botany*.

Reich PB, Walters MB, Ellsworth DS. 1997. From tropics to tundra: Global convergence in plant functioning. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **94**: 13730-13734.

Reichstein M, Papale D, Valentini R, Aubinet M, Bernhofer C, Knohl A, Laurila T, Lindroth A, Moors E, Pilegaard K, Seufert G. 2007. Determinants of terrestrial ecosystem carbon balance inferred from European eddy covariance flux sites. *Geophys.Res.Lett.* **34**: L01402.

Reichstein M, Tenhunen JD, Roupsard O, Ourcival JM, Rambal S, Miglietta F, Peressotti A, Pecchiari M, Tirone G, Valentini R. 2002. Severe drought effects on ecosystem CO₂ and H₂O fluxes at three Mediterranean evergreen sites: revision of current hypotheses? *Global Change Biology* **8**: 999-1017.

Rutledge S, Campbell DA, Baldocchi D, Schipper LA. 2010. Photodegradation leads to increased carbon dioxide losses from terrestrial organic matter. *Global Change Biology* **16**: 3065-3074.

Tang J, Baldocchi DD, Xu L. 2005. Tree photosynthesis modulates soil respiration on a diurnal time scale. *Global Change Biology* **11**: 1298-1304.

Throop HL, Archer SR. Resolving the dryland decomposition conundrum: some new perspectives on potential drivers. 171-194. 2009. Berlin, Springer. Progress in Botany.

Ref Type: Edited Book

- Turnbull MH, Murthy R, Griffin KL. 2002.** The relative impacts of daytime and night-time warming on photosynthetic capacity in *Populus deltoides*. *Plant, Cell and Environment* **25**: 1729-1737.
- Unger S, Maguas C, Pereira J, David TS, Werner C. 2012.** Interpreting post-drought rewetting effects on soil and ecosystem carbon dynamics in a Mediterranean oak savannah. *Agricultural and Forest Meteorology* **154**: 9-18.
- Wan S, Xia J, Liu W, Niu S. 2009.** Photosynthetic overcompensation under nocturnal warming enhances grassland carbon sequestration. *Ecology* **90**: 2700-2710.
- Xu L, Baldocchi DD. 2004.** Seasonal variation in carbon dioxide exchange over a Mediterranean annual grassland in California. *Agricultural and Forest Meteorology* **123**: 79-96.
- Yuste JC, Peñuelas J, Estiarte M, Garcia Mas J., Mattana S., Ogaya R, Pujol M, Sardans J. 2011.** Drought-resistant fungi control soil organic matter decomposition and its response to temperature. *Global Change Biology* **17**: 1475-1486.

CAPITOLO 5

**EFFETTO DELL'ARIDITA' ESTIVA SUI
COMPONENTI DEL BILANCIO DEL CARBONIO DI
UNA GARIGA MEDITERRANEA**



Habitus semi-deciduo estivo di *Cistus monspeliensis*

5.1 Introduzione

Il periodo estivo negli ecosistemi mediterranei ha come caratteristiche un'elevata domanda evaporativa e un sempre più basso contenuto idrico nel suolo (Tenhunen *et al.*, 1990). Il passaggio tra le produttive condizioni primaverili e la stasi estiva è generalmente un fenomeno graduale che spesso trasforma gli ecosistemi da *sink* a *source* di carbonio. In questi ecosistemi la maggior parte dell'assimilazione del carbonio viene tra marzo e giugno (Allard *et al.*, 2008). Successivamente la siccità estiva ne limita la funzionalità con una riduzione degli scambi gassosi. Il ruolo fondamentale dell'acqua sui flussi di carbonio è già stato ampiamente trattato per gli ecosistemi mediterranei sia legnosi (Reichstein *et al.*, 2002b; Rey *et al.*, 2002a; Rambal *et al.*, 2003; Ciais *et al.*, 2005) che erbacei (Xu & Baldocchi, 2004b), mentre su un ecosistema molto particolare come la gariga oggetto dello studio ci sono informazioni solo riguardo l'effetto del contenuto idrico sui flussi dal suolo (de Dato *et al.*, 2010). Obiettivo generale di questo capitolo è testare come i flussi di carbonio rispondano al progressivo e naturale inaridimento estivo e se questa risposta possa essere influenzata dalla manipolazione microclimatica descritta nel Capitolo 2. Se alcune componenti del ciclo del carbonio dovessero modificare le loro risposte durante il periodo di transizione dai massimi primaverili ai minimi estivi, questo sarebbe molto importante per l'implementazione dei modelli predittivi.

Obiettivi specifici:

- a) Testare quale tra i componenti del bilancio del carbonio è più sensibile alla naturale aridità estiva
- b) Analizzare come l'aumento delle temperature minime e il prolungamento del periodo arido possano avere ripercussioni sulla risposta dei vari componenti del bilancio del carbonio

5.2 Materiali e Metodi

Dai dati di flussi di carbonio raccolti nel biennio 2010-2011 sono stati estratti i periodi di transizione dal massimo primaverile al minimo estivo. Al fine di evidenziare il solo effetto del deficit idrico sulla riduzione dei flussi di carbonio, la selezione dei dati è stata circoscritta alle condizioni di radiazione non limitanti considerate con un $\text{PPFD} > 1200 \mu\text{mol fotoni m}^{-2}\text{-s}^{-1}$ e temperatura superiore a 20°C (Figura 5.1). La strumentazione e le tecniche utilizzate per la misura dei flussi e dei parametri climatici qui analizzati sono presentati in maniera approfondita nei capitoli 2 e 3. Per analizzare la dipendenza dal contenuto idrico in questo periodo di transizione sono stati presi in considerazione i valori misurati durante il 2010. Per analizzare gli effetti della manipolazione climatica sulla risposta al progressivo deficit idrico, i valori misurati in campo sono stati relativizzati al massimo primaverile e messi in funzione del contenuto idrico relativo. Il criterio

di informazione di Akaike è stato utilizzato 1) per testare divergenze tra i processi fotosintetici e respiratori; 2) per verificare se l'interpolazione sviluppata sui dati del 2010 era univoca e quindi idonea anche per i dati raccolti nel 2011; 3) per verificare se la risposta al contenuto idrico era influenzata dai trattamenti. Le analisi statistiche e i grafici sono stati effettuati rispettivamente con GraphPad Prism (versione 5; GraphPad Software, San Diego) e SigmaPlot, 10 (SPSS Inc. 2004).

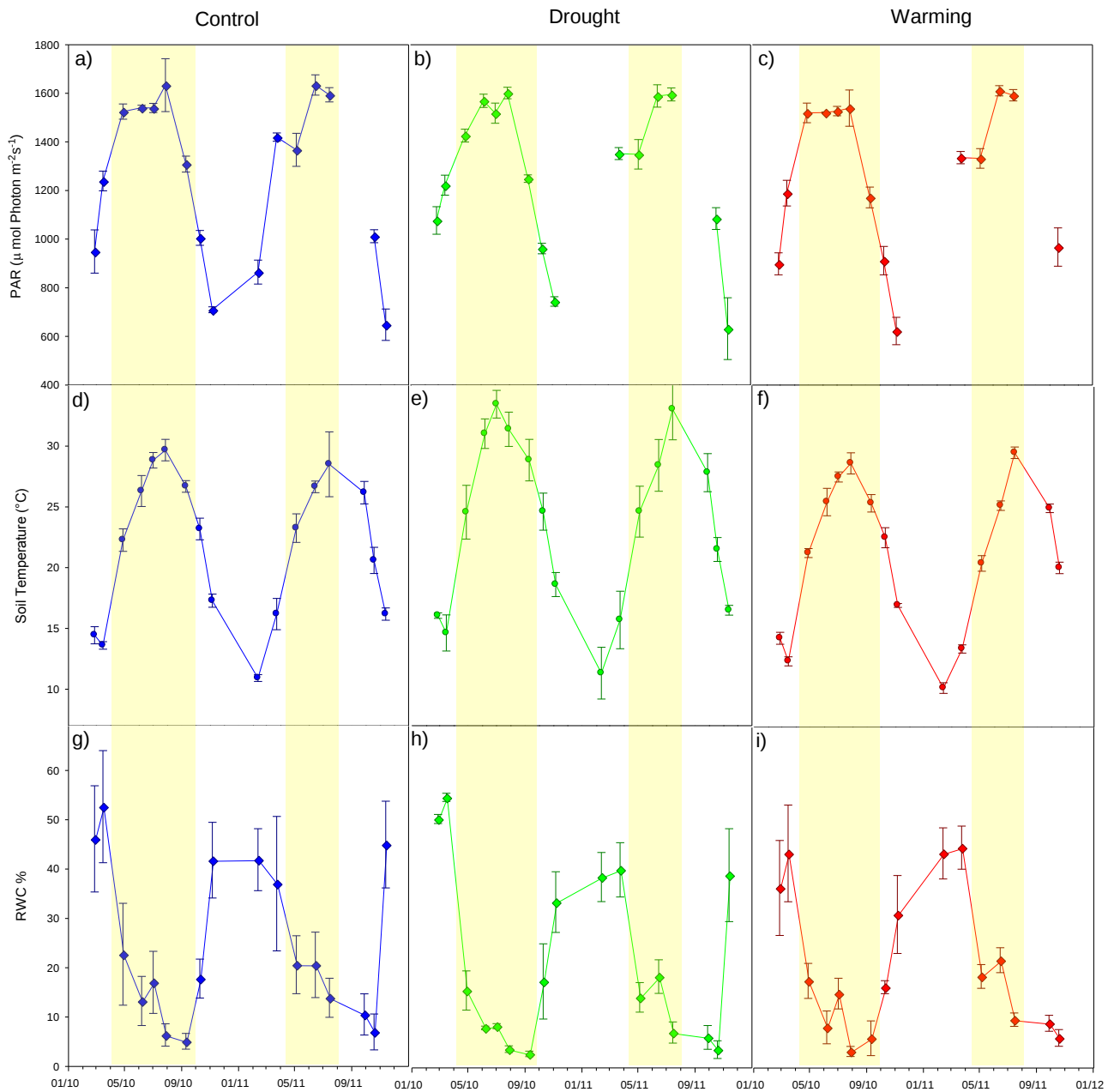


Figura 5.1 Valori di radiazione a metà giornata per i trattamenti *control* (a), *drought* (b) e *warming* (c). Valori di temperatura del suolo a metà giornata per i trattamenti *control* (d), *drought* (e) e *warming* (f). Valori di contenuto idrico del suolo per i trattamenti *control* (g), *drought* (h) e *warming* (i). Le bande gialle indicano l'intervallo di misure preso in considerazione in questo studio.

5.3 Risultati

Il contenuto idrico relativo si è dimostrato un *proxy* eccellente per i flussi di carbonio durante il periodo di transizione tra il massimo primaverile ed il minimo estivo. I flussi sono stati interpolati con una funzione esponenziale a saturazione (Figura 5.2). Considerando solo i plot *control*, GPP e TER hanno mostrato valori di saturazione non significativamente differenti tra loro (probabilità 89.5 %; Figura 5.2 a) e d). Mentre una sensibile differenza è stata riscontrata tra respirazione del suolo e dell'ecosistema (probabilità 55.2 %; Figura 5.2 d) e g). Sebbene le due maggiori componenti (GPP e TER) hanno mostrato una pendenza ben distinta, rispettivamente 0.03 ± 0.02 e 0.09 ± 0.04 , la probabilità che questa differenza sia significativa è solo del 16.8 %, probabilità che scende al 10.4 % considerando le differenze di pendenza di TER e SR (0.10 ± 0.04).

I trattamenti sperimentali (Figura 5.2) non hanno avuto effetto sui coefficienti dell'interpolazione che lega GPP, TER ed SR al contenuto idrico del suolo. Inoltre, i coefficienti che sono stati sviluppati sulle misure del 2010 sono risultati idonei (probabilità del 99.9 %) a descrivere l'andamento dei flussi in risposta al deficit idrico anche per l'anno successivo (Figura 5.2).

I flussi e i loro rapporti reciproci, relativi al massimo per il periodo considerato, sono stati interpolati in funzione del contenuto idrico relativo del suolo (RWC) (Figura 5.3).

Prendendo in considerazione il solo trattamento *control*, nel corso del progressivo inaridimento il RWC passa dal 22 % al 5 % circa (Figura 5.3). A seguito di questa riduzione il flusso fotosintetico (GPP) subisce una contrazione arrivando a circa il 22 % (Figura 5.3 a) mentre i flussi respiratori (TER e SR) subiscono una riduzione meno marcata scendendo fino al 35 % circa (Figura 5.3 b, c).

I processi di GPP, TER e SR sono stati interpolati con una regressione esponenziale a saturazione. Al fine di evidenziare il solo effetto dello stress idrico, l'attenzione è stata rivolta solo alla fase lineare. La fotosintesi lorda (GPP, Figura 5.3 a) presenta la pendenza ($\pm$ s.e.), minore variabile da $0.04 (\pm 0.02)$ stimata per i trattamenti *control* e *drought* a $0.13 (\pm 0.07)$ stimato per il trattamento *warming*. La probabilità che questa differenza sia significativa è molto ridotta (0.18%). Anche la respirazione di ecosistema (TER, Figura 5.3 b) ha mostrato una scarsa probabilità dell'effetto dei trattamenti sulle pendenze (0.13 %). Queste sono comprese tra $0.09 (\pm 0.03)$ e $0.16 (\pm 0.04)$, stimati rispettivamente per i trattamenti *control* e *drought* mentre il *warming* ha mostrato valori intermedi (0.13 ± 0.08). Le pendenze stimate per SR (Figura 5.3 c) sono ampiamente confrontabili con quelle di TER e sono di 0.10 ± 0.03 , 0.14 ± 0.03 e 0.13 ± 0.07 rispettivamente per *control*, *warming* e *drought*. Il contributo del comparto suolo alla respirazione totale (SR/TER) mostra un leggero decremento durante il progressivo inaridimento (Fig. 5.3 d).

Lo scambio netto di ecosistema (NEE) e l'efficienza di uso del carbonio (CUE, calcolata come ratio NEE/GPP), risultanti dei processi descritti precedentemente, sono stati interpolati tramite una

funzione esponenziale (Figura 5.3 e, f). Entrambi hanno mostrato una pendenza più forte nel trattamento *drought* (0.20 ± 0.01 e 0.21 ± 0.03 rispettivamente per NEE e CUE) rispetto a *control* (0.10 ± 0.02 e 0.08 ± 0.03 rispettivamente per NEE e CUE) e *warming* (0.09 ± 0.03 e 0.04 ± 0.02 rispettivamente per NEE e CUE). Tuttavia la probabilità che ci sia un effetto dei trattamenti microclimatici è limitata a circa il 10% in entrambi i flussi.

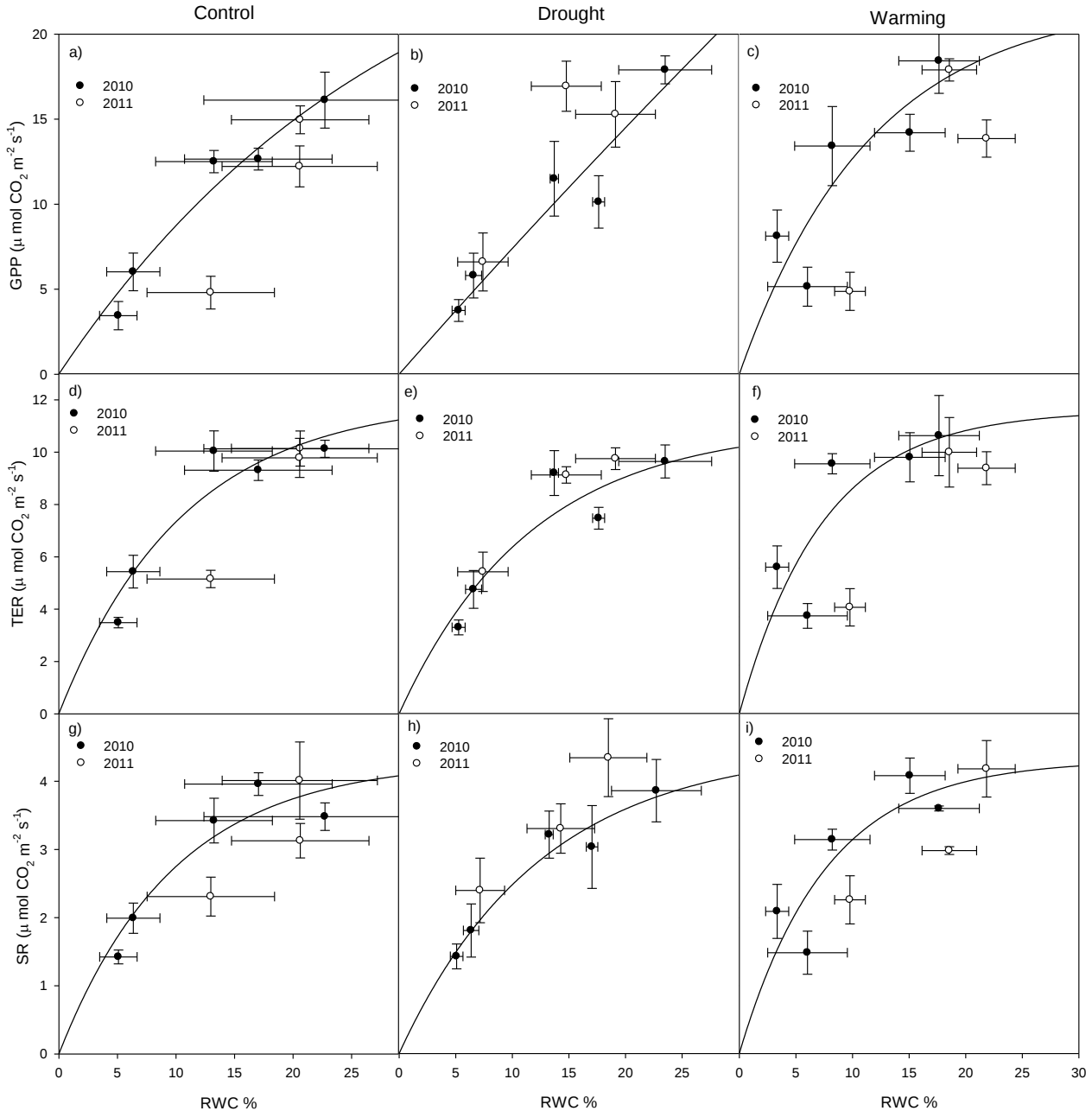


Figura 5.2. Fotosintesi lorda (GPP) in funzione del contenuto idrico del suolo relativo (RWC) nei trattamenti *control* (a), *drought* (b) e *warming* (c). Respirazione totale (TER) in funzione di RWC nei trattamenti *control* (d), *drought* (e) e *warming* (f). Efflusso di CO_2 dal suolo (SR) in funzione di RWC nei trattamenti *control* (g), *drought* (h) e *warming* (i). Cerchi neri e bianchi rappresentano rispettivamente i flussi relativi all'anno 2010 e 2011. La linea rappresenta l'interpolazione dei flussi relativi al 2010. Le barre rappresentano l'errore standard della media ($n = 3$).

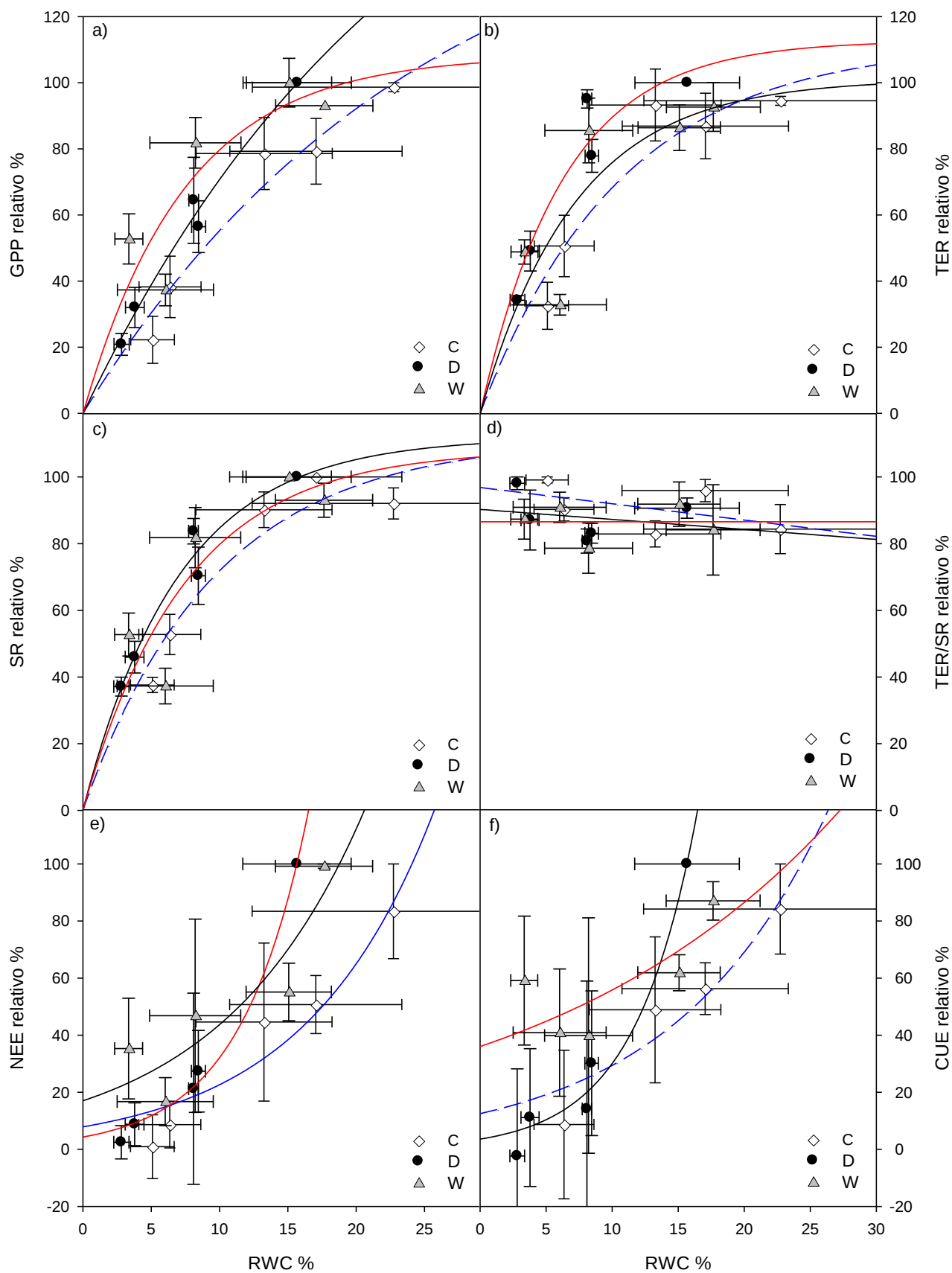


Figura 5.3. Valori medi ($n = 3$) dei relativi percentuali al massimo del periodo considerato per GPP (a), TER (b), SR (c), SR/TER (d), NEE (e), CUE (f) in funzione del contenuto idrico del suolo relativo (RWC). Rombi bianchi, cerchi neri e triangoli grigi rappresentano rispettivamente i trattamenti *control*, *drought* e *warming*. L'interpolazione è rappresentata dalla linea spezzata blu (*control*), continua nera (*drought*) e continua rossa (*warming*).

5.4 Discussioni

Nel periodo di transizione dalla umida e mite primavera alla calda e seccitosa estate è stato osservato una contrazione continua di NEE. Questa è dovuta alla riduzione dell'assimilazione (GPP -76%) in risposta al progressivo deficit idrico, ed è caratteristica degli ecosistemi mediterranei (Reichstein *et al.*, 2002a; Xu & Baldocchi, 2004b; Pereira *et al.*, 2007; Ma *et al.*, 2007; Allard *et al.*, 2008; Unger *et al.*, 2009). La fotosintesi lorda oltre al contenuto idrico è fortemente dipendente dal VPD (Reichstein *et al.*, 2002b) e dalla superficie fogliare che viene notevolmente ridotta passando dalla primavera alla piena estate (Questo studio, Capitolo 4). Durante lo stesso periodo anche la respirazione di ecosistema (TER) mostra una netta riduzione in funzione del contenuto idrico. Nonostante TER mostri una pendenza maggiore, la sua riduzione al minimo stagionale è circa il 15% in meno rispetto a GPP. Probabilmente la spiegazione va ricercata nella forma della funzione che descrive l'andamento di GPP e TER in funzione del contenuto idrico. GPP mostra una graduale riduzione, mentre TER ed SR subiscono una riduzione più forte ma solo quando il contenuto idrico relativo scende sotto la soglia del 10%.

Una forte correlazione tra GPP, allocazione e quindi respirazione è stata osservata in molti studi (Bowling *et al.*, 2002; Mortazavi *et al.*, 2005). Quindi la diminuzione dei substrati apportati dalla fotosintesi potrebbe essere un fattore importante nel determinare il calo di TER ed SR con l'incremento del deficit idrico.

Molti studi riportano che TER, come tutti i processi respiratori, è correlata positivamente con la temperatura. Inoltre dipende dal contenuto idrico del suolo, che durante i periodi di siccitosi può da un lato mascherare (Xu & Baldocchi, 2004b; Jarvis *et al.*, 2007), dall'altro deprimere, la risposta della respirazione alla temperatura (Reichstein *et al.*, 2002b; Janssens & Pilegaard, 2003; Conant *et al.*, 2004; Sowerby *et al.*, 2008). In un ecosistema arbustivo mediterraneo la maggior riduzione dei flussi respirativi rispetto a quelli fotosintetici è stata attribuita al crollo della sensibilità della respirazione alla temperatura (Q_{10}) durante il periodo siccitoso (Reichstein *et al.*, 2002a). Al contrario nella gariga in esame il Q_{10} incrementa durante la stagione arida (de Dato *et al.*, 2010). Questo fenomeno potrebbe spiegare la minore perdita dei flussi respiratori rispetto a quelli fotosintetici.

Il leggero decremento osservato nella contribuzione di SR a TER coincide con il decremento della biomassa radicale (Abou Jaoudé, comunicazione personale). Quindi è probabile che il decremento nel contributo di SR a TER sia stato causato dalla combinazione della ridotta crescita radicale ed un più elevato costo di mantenimento degli organi epigei sottoposti ad alte temperature (Thornley & Cannell, 2000).

Gli 8 anni di manipolazione climatica non hanno alterato le risposte dei flussi all'avanzare dell'aridità estiva. Sottolineando la forte resilienza di questa comunità di gariga agli stress abiotici.

5.5 Bibliografia

Allard V, Ourcival JM, Rambal S, Joffre R, Rocheteau A. 2008. Seasonal and annual variation of carbon exchange in an evergreen Mediterranean forest in southern France. *Global Change Biology* **14**: 714-725.

Bowling D, McDowell N, Bond B, Law B, Ehleringer J. 2002. ^{13}C content of ecosystem respiration is linked to precipitation and vapor pressure deficit. *Oecologia* **131**: 113-124.

Ciais P, Reichstein M, Viovy N, Granier A, Ogee J, Allard V, Aubinet M, Buchmann N, Bernhofer C, Carrara A, Chevallier F, De Noblet N, Friend AD, Friedlingstein P, Grunwald T, Heinesch B, Keronen P, Knohl A, Krinner G, Loustau D, Manca G, Matteucci G, Miglietta F, Ourcival JM, Papale D, Pilegaard K, Rambal S, Seufert G, Soussana JF, Sanz MJ, Schulze ED, Vesala T, Valentini R. 2005. Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. *Nature* **437**: 529-533.

Conant RT, Dalla-Betta P, Klopatek CC, Klopatek JM. 2004. Controls on soil respiration in semiarid soils. *Soil Biology and Biochemistry* **36**: 945-951.

de Dato GD, De Angelis P, Sirca C, Beier C. 2010. Impact of drought and increasing temperatures on soil CO_2 emissions in a Mediterranean shrubland (gariga). *Plant and Soil* **327**: 153-166.

Janssens IA, Pilegaard K. 2003. Large seasonal changes in Q_{10} of soil respiration in a beech forest. *Global Change Biology* **9**: 911-918.

Jarvis P, Rey A, Petsikos C, Wingate L, Rayment M, Pereira J, Banza J, David J, Miglietta F, Borghetti M, Manca G, Valentini R. 2007. Drying and wetting of Mediterranean soils stimulates decomposition and carbon dioxide emission: The "Birch effect". *Tree Physiology* **27**: 929-940.

Ma S, Baldocchi DD, Xu L, Hehn T. 2007. Inter-annual variability in carbon dioxide exchange of an oak/grass savanna and open grassland in California. *Agricultural and Forest Meteorology* **147**: 157-171.

- Mortazavi B, Chanton JP, Prater JL, Oishi AC, Oren R, Katul G. 2005.** Temporal variability in ^{13}C of respired CO_2 ; in a pine and a hardwood forest subject to similar climatic conditions. *Oecologia* **142**: 57-69.
- Pereira JS, Mateus JA, Aires LM, Pita G, Pio C, David JS, Andrade V, Banza J, David TS, Paco TA, Rodrigues A. 2007.** Net ecosystem carbon exchange in three contrasting Mediterranean ecosystems - The effect of drought. *Biogeosciences* **4**: 791-802.
- Rambal S, Ourcival JM, Joffre R, Mouillot F, Nouvellon Y, Reichstein M, Rocheteau A. 2003.** Drought controls over conductance and assimilation of a Mediterranean evergreen ecosystem: scaling from leaf to canopy. *Global Change Biology* **9**: 1813-1824.
- Reichstein M, Tenhunen JD, Rouspard O, Ourcival JM, Rambal S, Dore S, Valentini R. 2002a.** Ecosystem respiration in two Mediterranean evergreen Holm Oak forests: drought effects and decomposition dynamics. *Functional Ecology* **16**: 27-39.
- Reichstein M, Tenhunen JD, Rouspard O, Ourcival JM, Rambal S, Miglietta F, Peressotti A, Pecchiari M, Tirone G, Valentini R. 2002b.** Severe drought effects on ecosystem CO_2 and H_2O fluxes at three Mediterranean evergreen sites: revision of current hypotheses? *Global Change Biology* **8**: 999-1017.
- 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.
- Sowerby A, Emmett BA, Tietema A, Beier C. 2008.** Contrasting effects of repeated summer drought on soil carbon efflux in hydric and mesic heathland soils. *Global Change Biology* **14**: 2388-2404.
- Tenhunen JD, Serra AS, Harley PC, Dougherty RL, Reynolds JF. 1990.** Factors influencing carbon fixation and water use by mediterranean sclerophyll shrubs during summer drought. *Oecologia* **82**: 381-393.
- Thornley JHM, Cannell MGR. 2000.** Modelling the Components of Plant Respiration: Representation and Realism. *Annals of Botany* **85**: 55-67.
- Unger S, Maguas C, Pereira JS, Aires LM, David TS, Werner C. 2009.** Partitioning carbon fluxes in a Mediterranean oak forest to disentangle changes in ecosystem sink strength during drought. *Agricultural and Forest Meteorology* **149**: 949-961.

Xu L, Baldocchi DD. 2004. Seasonal variation in carbon dioxide exchange over a Mediterranean annual grassland in California. *Agricultural and Forest Meteorology* **123**: 79-96.

CAPITOLO 6

DIPENDENZA DEI FLUSSI DI CARBONIO DAI DRIVER AMBIENTALI ED EFFETTO DELL'INCREMENTO DI TEMPERATURA E DELLA DURATA DEL PERIODO ARIDO INTEGRATO NEL TEMPO



Cistus Monspelliensis, fioritura

6.1. Introduzione

Le misure dei flussi e l'effetto dei trattamenti sperimentali descritti approfonditamente nei capitoli 2 e 4 presentano l'inconveniente dell'asincronia. Nel *drought* questo fenomeno interessa sia le misure di assimilazione che di respirazione, poiché non tutte le volte che vengono tagliate le precipitazioni vengono contemporaneamente svolte le misure. Nel trattamento *warming*, che altera le temperature minime notturne, questo svantaggio si manifesta solo sui flussi respirativi.

Si può risolvere questo inconveniente in due modi: con misure eseguite in continuo o con un'integrazione nel tempo delle misure discontinue tramite modelli basati sui driver ambientali. Seguendo quest'ultima soluzione è stata determinata la dipendenza dei flussi dalle variabili microclimatiche. Fotosintesi e respirazione in ambiente mediterraneo sono guidate da fattori diversi: mentre l'assimilazione è legata alla radiazione, al VPD ed al contenuto idrico (Reichstein *et al.*, 2002b; Unger *et al.*, 2012) i flussi respirativi dipendono maggiormente da temperatura e contenuto idrico (Rey *et al.*, 2002b; Reichstein *et al.*, 2003; de Dato *et al.*, 2010).

Obiettivi specifici:

- a) Determinare la dipendenza di GPP dalle variabili microclimatiche e strutturali
- b) Analizzare l'effetto della riduzione delle precipitazioni sulla GPP in maniera integrata nel tempo
- c) Determinare la dipendenza di SR e TER dai driver microclimatici, temperatura e contenuto idrico del suolo
- d) Quantificare l'emissione di CO₂ annua proveniente dall'ecosistema e dal comparto suolo
- e) Analizzare l'effetto dei trattamenti sia sulla risposta ai driver microclimatici sia sugli efflussi integrati nel tempo

6.2 Materiali e Metodi

Lo studio dell'effetto dei driver ambientali sulla variazione di GPP è stato eseguito utilizzando i parametri microclimatici e strutturali misurati in contemporanea con GPP solo sui plot sottoposti a trattamento *control* e *drought* (Capitolo 2). Il trattamento *warming* è stato escluso perché l'effetto del trattamento sulle temperature era solo sulle minime, quando l'attività foto sintetica era nulla. L'esplorazione iniziale è stata eseguita con una matrice di correlazione ad una via, dove sono stati prodotti gli indici di correlazione di Pearson (ρ) tra le variabili esaminate.

Successivamente una regressione di tipo *stepwise* è stata utilizzata per determinare quali tra i parametri risultati correlati erano idonei ad essere inclusi in una regressione multipla. Molti parametri risultavano correlati tra loro, dunque la selezione è stata fatta anche tenendo conto della multicollinearità.

L'equazione di Hanson (Hanson *et al.*, 1993; Hanson *et al.*, 2003) è stata utilizzata per esplorare le relazioni tra i flussi respirativi e i parametri ambientali quali contenuto idrico e la temperatura del suolo. Il modello parte da quanto elaborato in precedenza da altri autori (Dixon *et al.*, 1978) e tiene al suo interno oltre i suddetti parametri microclimatici anche la frazione grossolana del suolo. L'equazione del modello è la seguente:

$$R = \left(R_b Q_{10}^{T_s/10} \right) \left(1 - \frac{C_f}{100} \right) \quad (1)$$

dove

$$R_b = \frac{(k W_s R_{max})}{([k W_s] + R_{max})} \quad (2)$$

In questa equazione R è l'efflusso di CO_2 (sia esso dal suolo o dall'intero ecosistema) espresso in $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, R_b rappresenta la respirazione basale a 0°C , Q_{10} è il tasso di incremento della respirazione per un aumento di 10°C della temperatura del suolo T_s ; C_f è la percentuale della frazione grossolana del suolo. La respirazione basale è a sua volta funzione del contenuto idrico (W_s), K è una costante che determina il tasso di cambiamento della respirazione rispetto al contenuto idrico del suolo (W_s), R_{max} è il tasso di respirazione in condizione di contenuto idrico non limitante.

L'utilizzo di questa equazione ha inoltre permesso il confronto con dataset raccolti in precedenza sullo stesso sito sperimentale (de Dato *et al.*, 2010).

Il contenuto idrico del suolo e il potenziale idrico del suolo sono legati dalla curva di ritenzione (Campbell, 1985). In questo studio è stato utilizzato il potenziale fogliare di base come *proxy* del potenziale del suolo, basandoci sulla previsione che al *pre-dawn* (prima dell'aurora) la foglia sia in equilibrio con gli strati più umidi del suolo, una pratica molto utilizzata negli studi ecofisiologici

(Rambal *et al.*, 2003). Un'equazione di tipo esponenziale (Figura 6.1) ha descritto l'andamento dei potenziali fogliari in funzione del contenuto idrico del suolo. Questa applicata alle misure di contenuto idrico in continuo ha permesso di ricostruire la variabilità temporale del potenziale fogliare.

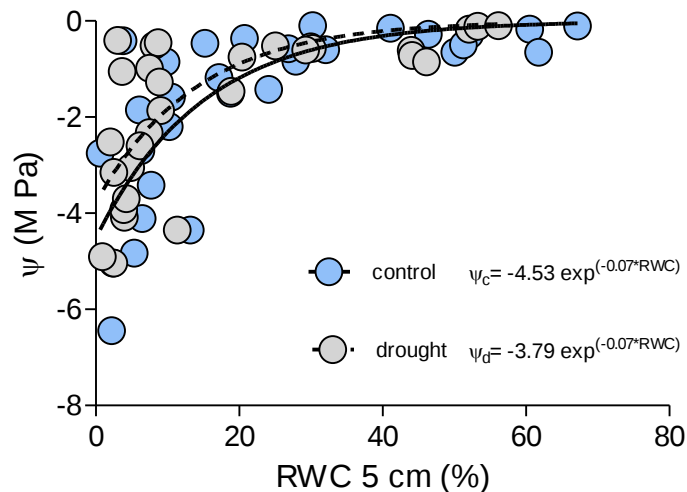


Figura 6.1 Le equazioni esponenziali descrivono la variazione del potenziale idrico fogliare di base di *Cistus* in funzione del contenuto idrico del suolo a 5 cm di profondità. I cerchi azzurri con linea nera continua rappresentano il trattamento *control*, mentre i cerchi grigi con linea spezzata il trattamento *drought*.

Il t-test di Student non parametrico a due code è stato utilizzato per testare le differenze tra trattamento *control* e *drought* sui coefficienti stimati dalla regressione *stepwise* e sulla loro integrazione nel tempo.

L'analisi della varianza (ANOVA) è stata utilizzata per testare l'effetto dei trattamenti e del tempo, sui coefficienti dell'equazione 1 e sui valori cumulati annui dei flussi respiratori. Quando erano evidenziate differenze significative tra il *control* e i trattamenti veniva applicato il post-hoc test LSD di Fisher. Le analisi statistiche e i grafici sono stati effettuati rispettivamente con Systat 12 e SigmaPlot, 10 (SPSS Inc. 2004).

6.3 Risultati

Per capire meglio le cause della variazione di GPP, e quindi fare un'integrazione temporale è stata condotta una combinazione di regressioni singole e multiple.

Una semplice regressione ad una via ha rivelato che nei vari trattamenti sperimentali la GPP era fortemente correlata ($p > 0.7$) con il potenziale fogliare di base (ψ). Una moderata correlazione ($0.3 > p > 0.7$) veniva mostrata dai parametri microclimatici del suolo (T_s e WC). Sorprendentemente

GPP ha mostrato una debole correlazione ($p < 0.3$) con la radiazione incidente (PAR) e il PAI (Tab 6.1 e 6.2).

Tab 6.1. Trattamento *control*: tabella di correlazione per le regressioni semplici ad una via tra i parametri microclimatici e strutturali e GPP. I valori rappresentano i coefficienti di correlazione di Pearson.

* $p < 0.1$; ** $p < 0.05$; *** $p < 0.001$

CONTROL	GPP	PAI	ψ	RWC	T suolo	T aria
PAR	0.280**	0.306**	-0.336**	-0.506***	0.555***	0.591***
T aria	-0.241**	-0.176	-0.490**	-0.757***	0.604***	
T suolo	-0.049	-0.026	-0.274*	-0.589***		
RWC	0.208*	0.006	0.653***			
ψ	0.690***	0.003				
PAI	0.312**					

Tab.6.2. Trattamento *drought*: tabella di correlazione per le regressioni semplici ad una via tra i parametri microclimatici e strutturali e GPP. I valori rappresentano i coefficienti di correlazione di Pearson.

* $p < 0.1$; ** $p < 0.05$; *** $p < 0.001$

DROUGHT	GPP	PAI	ψ	RWC	T suolo	T aria
PAR	0.283**	0.017	-0.252	-0.437***	0.651***	0.564***
T aria	-0.327**	-0.187	-0.444**	-0.754***	0.789***	
T suolo	-0.315**	-0.237*	-0.505**	-0.752***		
RWC	0.402***	0.079	0.674***			
ψ	0.739***	0.170				

Una regressione di tipo *stepwise* è stata utilizzata per costruire il modello più semplice per la predizione di GPP. Sono stati selezionati parametri in base alla significatività della precedente analisi e alla loro indipendenza (al fine di evitare multicollinearità, condizione imprescindibile per il corretto utilizzo della regressione *stepwise*). Sebbene i parametri inclusi nell'analisi erano solamente 3 (ψ , PAR e PAI) l'analisi ha comunque scartato il PAI in tutti i trattamenti esaminati (Tab 6.3).

In entrambi i trattamenti la variabile più importante è stato il potenziale fogliare di base (ψ) che mostra in entrambi i casi un coefficiente standardizzato superiore a 0.8 (Tab 6.3), seguito dalla radiazione (PAR) con un coefficiente standardizzato di 0.55 e 0.42 rispettivamente per *control* e *drought*. I coefficienti relativi al potenziale idrico e alla radiazione non mostrano nessuna differenza significativa tra i plots *control* e *drought* (Tab 6.3). In figura 6.2 viene riportata la distribuzione dei valori osservati e predetti dal modello nei due trattamenti. I valori di assimilazione vengono stimati con buona approssimazione dal modello.

Tab.6.3. Descrizione dei parametri della regressione multipla *stepwise* relativa alla variazione temporale di GPP.

VARIABILI	CONTROL				DROUGHT			
	Coefficiente	SE	Coefficiente standardizzato	p	Coefficiente	SE	Coefficiente standardizzato	p
CONST	3.34	1.56	0.000	0.04	5.66	1.68	0.000	0.00
PAR	0.007	0.001	0.550	0.00	0.006	0.001	0.418	0.00
ψ	0.204	0.024	0.875	0.00	0.233	0.028	0.844	0.00
R ²	0.75				0.74			

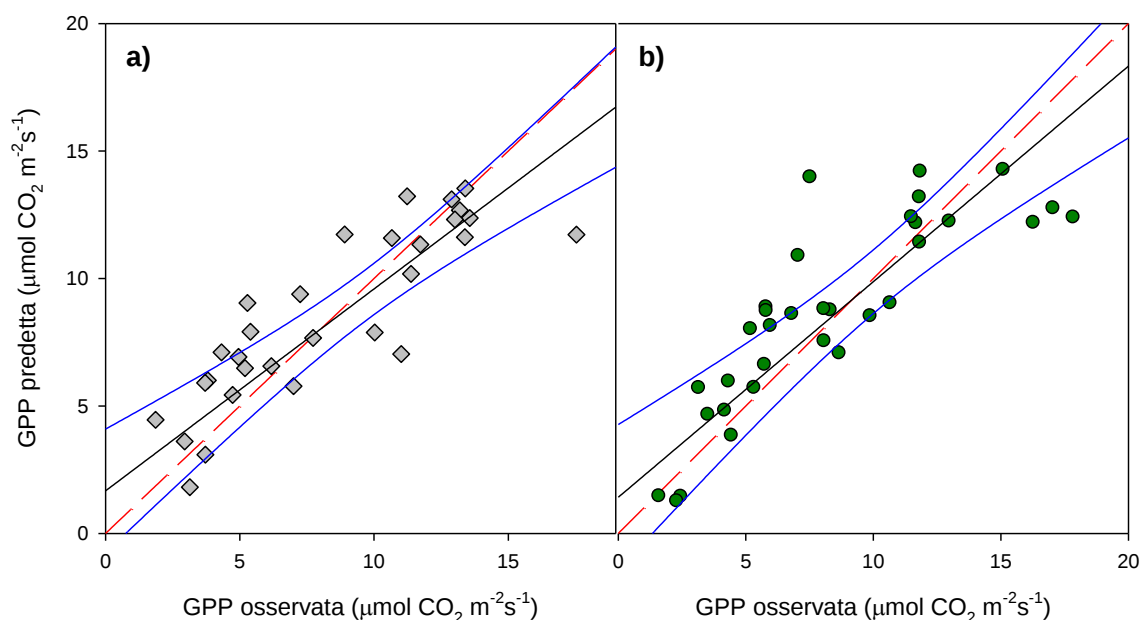


Figura 6.2 Distribuzione dei valori osservati e predetti dal modello per GPP del trattamento control (a) e drought (b). La linea spezzata rappresenta l'1:1, la linea nera è la regressione che interpola i valori predetti ed osservati mentre le linee azzurre rappresentano il 95% dell'intervallo di confidenza.

Per ricostruire la variabilità temporale di GPP i coefficienti della regressione sono stati applicati ai valori di potenziale resi continui ed ai valori di radiazione misurata in continuo al sito sperimentale. L'applicazione è stata limitata alla fascia centrale del giorno dalle ore 11 alle ore 13 ora solare. Questo perché le misure su cui sono stati parametrizzati i coefficienti sono state svolte a metà giornata, quindi anche il modello regressivo ha un'applicabilità limitata a quell'arco di tempo. I valori di GPP per le tre ore di metà giornata sono stati cumulati per entrambi gli anni (Figura 6.3). E' evidente un effetto del trattamento drought su GPP, che viene ridotta di circa il 30 ed il 25% rispettivamente per il 2010 e il 2011.

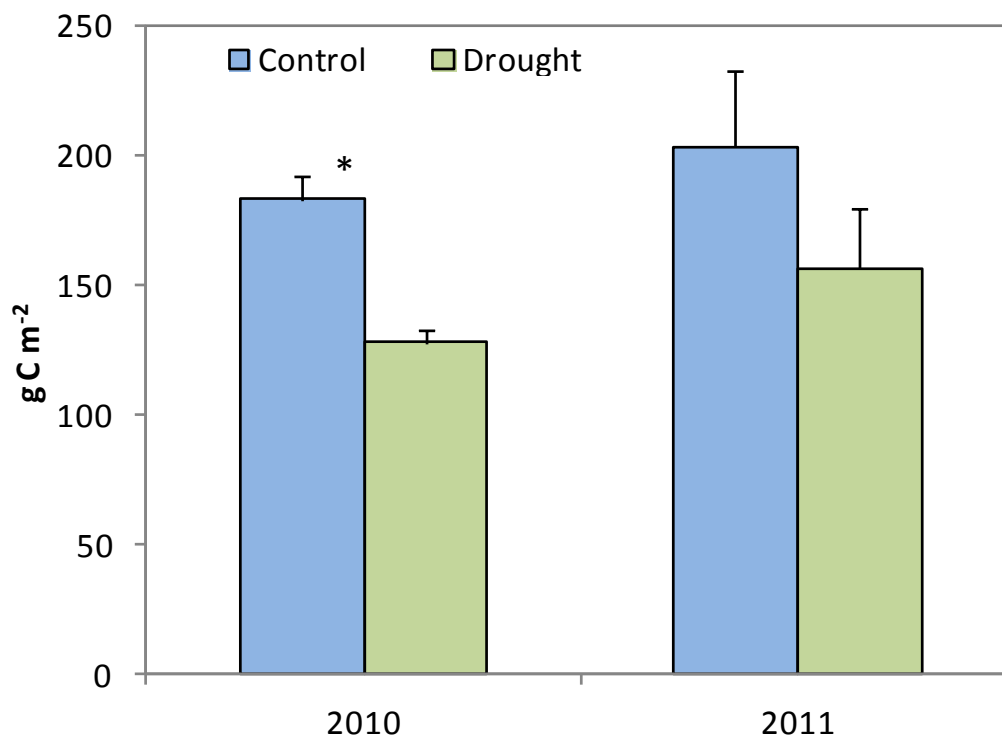


Figura 6.3 Valori di GPP cumulato annualmente nell'intervallo di tempo compreso tra le 11 e le ore 13, per i due anni della sperimentazione. L'asterisco indica differenza significativa ($p < 0.05$) tra i trattamenti *control* (barra blu) e *drought* (barra verde).

Per quanto riguarda l'efflusso di CO_2 dal suolo, il modello di Hanson si è mostrato adatto ai dati di respirazione registrati al sito, infatti il coefficiente di determinazione R^2 varia da 0.66 a 0.91 (Tab. 6.4). Il tasso di variazione della respirazione in funzione del contenuto idrico (K) stimato su base annua è variato tra 0.14 (*control* e *warming*) e 0.20 (*drought*) senza variare significativamente né tra i trattamenti né tra le stagioni (Tab. 6.4). Il tasso di respirazione massima in condizione di contenuto idrico non limitante (R_{max}) su base annua è di $3.39 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (*control*) con una variazione significativa tra 0.42 e 2.64 calcolati rispettivamente per la stagione secca ($\text{RWC} < 7\%$) e quella umida ($\text{RWC} > 7\%$). I trattamenti *drought* e *warming* non hanno mostrato nessuna differenza significativa dal *control* (Tab. 6.4). Il tasso di incremento della respirazione per un incremento di temperatura di 10°C (Q_{10}) è stato stimato pari a 1.54 (*control*) per la stagione umida senza differenze significative tra i trattamenti. Nella stagione arida il Q_{10} incrementa in maniera significativa nel trattamento *control* e *warming*, mentre resta sui livelli della stagione umida nel trattamento *drought* (Tab. 6.4). Nei plot *control*, la stima annua del carbonio emesso dal suolo nei due anni esaminati è stata di 1011 e $928 \text{ g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ rispettivamente per il 2010 e 2011 senza differenze significative tra i trattamenti (Figura 6.4).

Tab.6.4. Parametri stimati dal modello di Hanson per l'efflusso di CO₂ dal suolo (SR). Gli asterischi indicano differenze significative dei parametri tra la stagione secca ed umida (* p<0.1; ** p<0.05; *** p<0.001)

SR	Stagione	Trattamento		
		<i>Control</i>	<i>Drought</i>	<i>Warming</i>
K	Secca	0.29 (0.15)	0.55 (0.38)	0.89 (1.01)
	Umida	0.47 (0.32)	0.25 (0.21)	0.16 (0.10)
	Annuale	0.14 (0.09)	0.20(0.10)	0.14(0.08)
Rmax	Secca	0.42 (0.16)	0.88 (0.62)	0.24 (0.06)
	Umida	2.64 (0.19)***	2.61 (0.41)**	3.40 (0.60)***
	Annuale	3.39 (0.60)	2.75 (0.40)	3.64 (0.73)
Q	Secca	2.11 (0.23)	1.65 (0.31)	2.5 (0.24)
	Umida	1.54 (0.11)**	1.64 (0.26)	1.8 (0.27)*
	Annuale	1.66 (0.24)	1.66 (0.19)	1.77 (0.27)

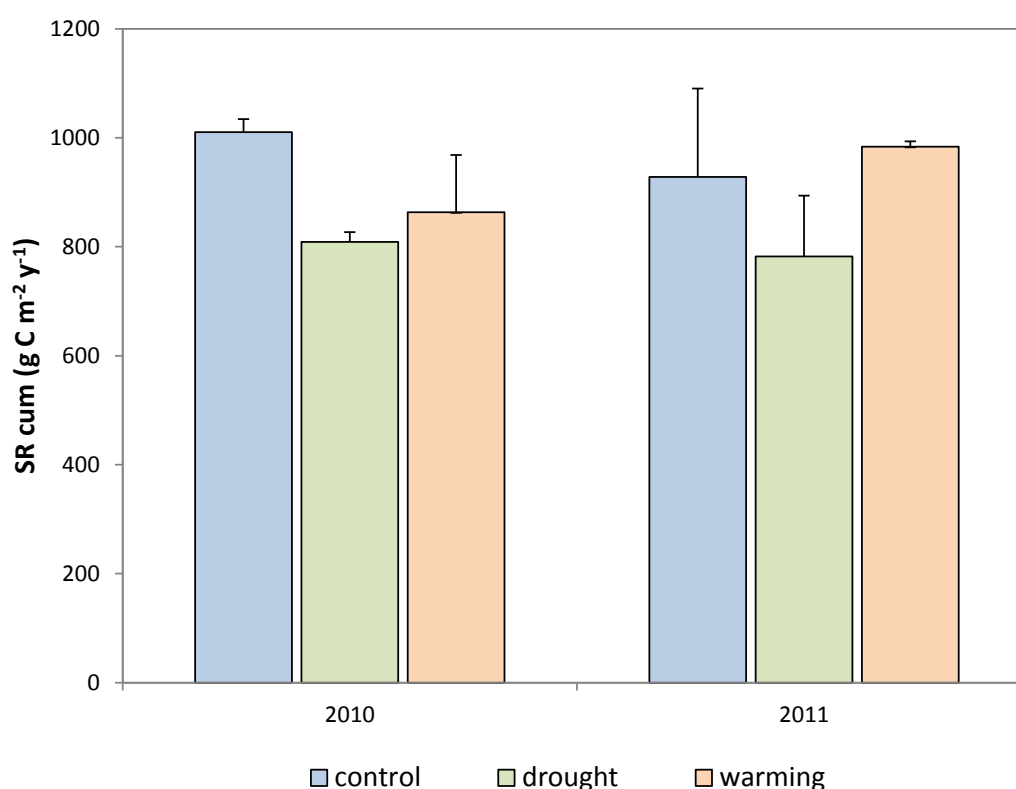


Figura 6.4 Emissione di C dal suolo cumulata su base annua per i due anni della sperimentazione. Le barre blu, verdi e arancio rappresentano rispettivamente i trattamenti *control*, *drought* e *warming*.

In tabella 6.5 sono riportati i coefficienti stimati dal modello di Hanson per la respirazione totale dell'ecosistema. Il coefficiente di determinazione del modello ha mostrato valori compresi tra 0.51 e 0.71. Il coefficiente K su base annua è variato tra lo 0.88 stimato per il trattamento *warming* e 0.54 stimato per il trattamento *control* senza differenze significative né tra i trattamenti né tra le stagioni. Il coefficiente *Rmax* se da un lato non mostra nessun effetto dei trattamenti dall'altro mostra una significativa stagionalità per quanto riguarda il trattamento *control* (p<0.01) e *warming*

($p < 0.01$). R_{max} stimato per il trattamento *drought* risulta insensibile al passaggio tra la stagione secca ed umida (Tab. 6.5). Come riscontrato per il suolo, non vi è nessun effetto dei trattamenti sul Q_{10} che nel caso di TER non varia in maniera significativa con la stagione (Tab 6.5).

La stima annua di TER prodotta dal modello è di 2502 e 2329 $\text{g C m}^{-2} \text{y}^{-1}$ rispettivamente per l'anno 2010 e 2011 e senza differenze significative tra i trattamenti.

Tab.6.5. Parametri stimati dal modello di Hanson per l'efflusso totale di CO_2 dall'ecosistema (TER). Gli asterischi indicano differenze significative dei parametri tra la stagione secca ed umida (* $p < 0.1$; ** $p < 0.05$; *** $p < 0.001$)

TER	Stagione	Trattamento		
		Control	Drought	Warming
K	Secca	1.88 (7.54)	1.91 (1.07)	1.85 (1.95)
	Umida	1.01 (1.23)	1.12 (1.83)	0.88 (0.82)
	Annuale	0.54 (0.49)	0.69 (0.52)	1.22 (1.12)
R_{max}	Secca	0.81 (0.72)	3.32 (2.53)	1.09 (1.14)
	Umida	6.06 (1.14)***	6.27 (1.78)	9.11 (2.32)***
	Annuale	7.50 (1.86)	6.54 (1.14)	12.12 (3.47)
Q	Secca	2.17 (0.56)	1.49 (0.28)	2.04 (0.78)
	Umida	1.45 (0.22)	1.56 (0.38)	1.61 (0.32)
	Annuale	1.58 (0.30)	1.62 (0.25)	1.34 (0.27)

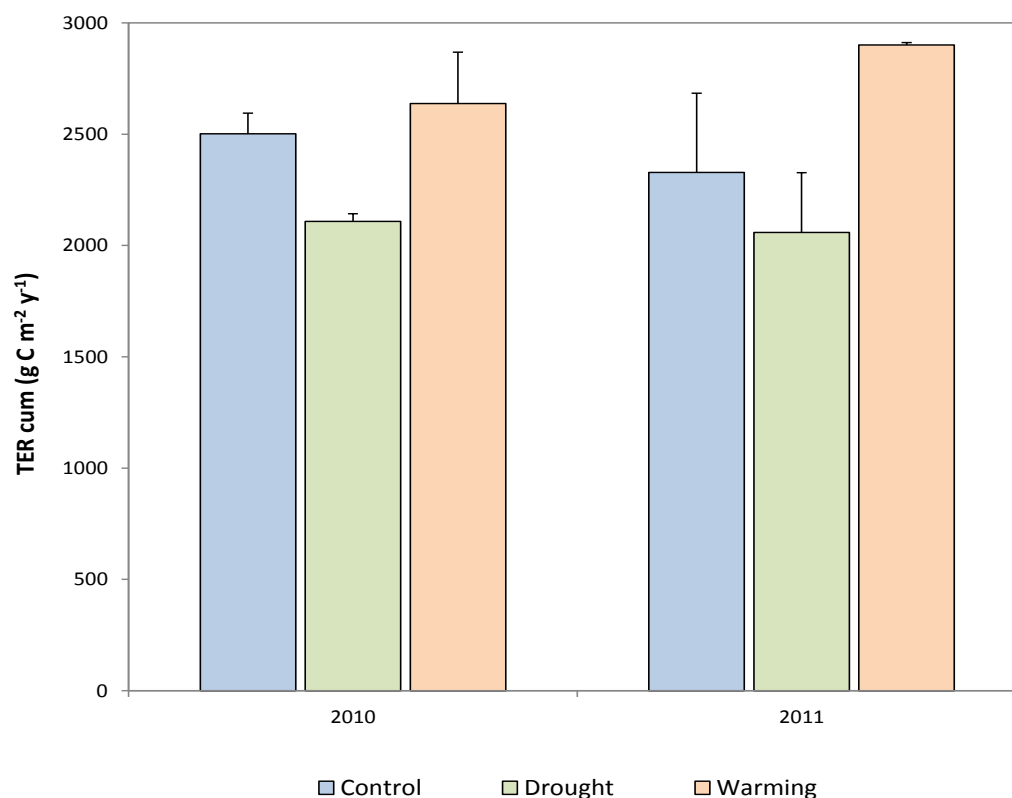


Figura 6.5 Emissione di C dall'ecosistema cumulata su base annua per i due anni della sperimentazione. Le barre blu, verdi e arancio rappresentano rispettivamente i trattamenti *control*, *drought* e *warming*.

6.4 Discussioni

Il potenziale fogliare (ψ) si è dimostrato la variabile più importante, seguito dalla radiazione (PAR), nel determinare l'andamento temporale della fotosintesi lorda. Questo conferma come lo stato idrico della pianta e la disponibilità luminosa siano i fattori limitanti della fotosintesi lorda in ambiente mediterraneo (Reichstein *et al.*, 2002b; Allard *et al.*, 2008). Mentre per il potenziale questo controllo è ampiamente documentato per gli effetti diretti nel metabolismo fogliare (Rambal *et al.*, 2003), la limitazione dovuta alla radiazione è la risultante del ciclo fenologico tipico del mediterraneo con attività metabolica anche nel periodo invernale.

L'approccio statistico regressivo è risultato idoneo ad integrare durante le ore centrali della giornata i dati di fotosintesi lorda, così da poter stimare l'effetto del trattamento *drought*. Infatti, il carattere discontinuo e imprevedibile con cui questo trattamento agisce nell'ecosistema, non consente analisi dirette se non con misure in continuo.

La GPP dei plot *control* è sempre superiore a quella dei plot *drought* e per l'anno 2010 in maniera significativa. Ciò trova conferma nell'accumulo di biomassa da parte dei plot *drought* che nel 2010 è circa il 30% in meno dei plot *control* (de Dato comunicazione personale). La GPP dei plot *drought* risulta essere il 30% in meno dei control, all'incirca la stessa quantità persa dagli ecosistemi terrestri durante l'estremo climatico siccitoso del 2003 (Ciais *et al.*, 2005). In ambiente mediterraneo una riduzione di GPP e della crescita sono state riscontrate anche su leccio a seguito della rimozione del 27% delle precipitazioni (Misson *et al.*, 2010).

Riguardo i flussi respirativi il modello di Hanson ha permesso di ottenere una stima della sensibilità alla temperatura (Q_{10}) che è leggermente inferiore alla media di 2.6 ± 1.1 riportato per siti caldi da un recente database globale (Bond-Lamberty & Thomson, 2010). Questo confronto va fatto con cautela poiché il Q_{10} riportato dal database è da considerare "apparente" (Davidson *et al.*, 2006) cioè misurato direttamente in campo e quindi influenzato sia dalle condizioni ambientali che dall'apporto di substrati. L'applicazione del modello di Hanson ha permesso invece una stima del Q_{10} al netto dell'effetto del contenuto idrico, così come in uno studio condotto nel periodo 2002-2004 nello stesso sito sperimentale (de Dato *et al.*, 2010). I valori di R_{max} e Q_{10} riportati per i trattamenti sperimentali tra i due periodi sono ampiamente confrontabili. Inoltre, dopo 8 anni di manipolazione climatica, viene confermata da un lato l'assenza dell'effetto dei trattamenti sui parametri del modello e dall'altro un significativo effetto della stagionalità: R_{max} si riduce nella stagione secca mentre il Q_{10} aumenta. A differenza di quanto evidenziato nel precedente studio, dopo 10 anni di manipolazione, il Q_{10} dei plot *drought* resta invariato tra le stagioni. de Dato *et al.* (2010) spiegano l'incremento del Q_{10} nella stagione arida con un possibile cambiamento della comunità microbica del suolo e delle risorse a sua disposizione. Nella stagione estiva, il ridotto

input fotosintetico (Questo studio, Capitolo 4) rende SR quasi totalmente eterotrofa (de Dato comunicazione personale) e quindi prodotta dalla comunità fungina e batterica del suolo.

Una reiterata manipolazione climatica potrebbe aver avuto l'effetto di un disturbo e quindi aver alterato la comunità microbica (Zhang *et al.*, 2005). Ecosistemi sottoposti ad un lungo periodo di manipolazione delle precipitazioni hanno mostrato la riduzione della biomassa e della diversità microbica sia in ambiente temperato (Jensen *et al.*, 2003) che mediterraneo (Yuste *et al.*, 2011), con un probabile spostamento verso una comunità più ricca di funghi vista la loro maggiore resistenza agli stress idrici (Davidson *et al.*, 1998).

Il Q_{10} del suolo va a contribuire a quello dell'intero ecosistema, che viene influenzato anche dalla risposta alla temperatura degli organi epigei (fusti, rami e foglie). Molto probabilmente la respirazione di questi organi risponde in maniera differente alle alte temperature della stagione estiva. Infatti è stato evidenziato, in un database in cui confluiscono molti taxa e biomi, come il Q_{10} della respirazione autotrofa sia inversamente correlato all'incremento di temperatura (Tjoelker *et al.*, 2001). Questi fenomeni, andando in direzione opposta a quanto mostrato durante il periodo siccitoso dal Q_{10} di SR, potrebbero aver aumentato l'incertezza nella stima del Q_{10} di TER di quel tanto da far perdere la significatività nella stagionalità.

Ad ogni modo tutto ciò non ha portato ad alterare il valore dell'efflusso di carbonio cumulato né da parte del comparto suolo né da parte dell'ecosistema nel suo complesso. Infatti l'aumento delle temperature registrato nei plot drought, soprattutto durante la stagione arida estiva, potrebbe aver compensato il mancato incremento del Q_{10} .

6.5 Bibliografia

Allard V, Ourcival JM, Rambal S, Joffre R, Rocheteau A. 2008. Seasonal and annual variation of carbon exchange in an evergreen Mediterranean forest in southern France. *Global Change Biology* **14**: 714-725.

Austin A, Vivanco L. 2006. Plant litter decomposition in a semi-arid ecosystem controlled by photodegradation. *Nature* **442**: 555-558.

Baldocchi DD, Hincks BB, Meyers TP. 1988. Measuring Biosphere-Atmosphere Exchanges of Biologically Related Gases with Micrometeorological Methods. *Ecology* **69**: 1331-1340.

Beier C, Emmett B, Gundersen P, Tietema A, Peñuelas J, Estiarte M, Gordon C, Gorissen A, Llorens L, Roda F, Williams D. 2004. Novel Approaches to Study Climate Change Effects on Terrestrial Ecosystems in the Field: Drought and Passive Nighttime Warming. *Ecosystems* **7**: 583-597.

- Bond-Lamberty B, Thomson A. 2010.** A global database of soil respiration data. *Biogeosciences Discussions* **7**: 1321-1344.
- Bowling D, McDowell N, Bond B, Law B, Ehleringer J. 2002.** ^{13}C content of ecosystem respiration is linked to precipitation and vapor pressure deficit. *Oecologia* **131**: 113-124.
- Bronson DR, Gower ST, Tanner M, Linder S, Van Herk I. 2008.** Response of soil surface CO_2 flux in a boreal forest to ecosystem warming. *Global Change Biology* **14**: 856-867.
- Burkart S, Manderscheid R, Weigel HJ. 2007.** Design and performance of a portable gas exchange chamber system for CO_2 - and H_2O -flux measurements in crop canopies. *Environmental and Experimental Botany* **61**: 25-34.
- Campbell C. 1985.** Transports models for soil plant systems. *Developments in Soil Science* **14**.
- Ciais P, Reichstein M, Viovy N, Granier A, Ogee J, Allard V, Aubinet M, Buchmann N, Bernhofer C, Carrara A, Chevallier F, De Noblet N, Friend AD, Friedlingstein P, Grunwald T, Heinesch B, Keronen P, Knohl A, Krinner G, Loustau D, Manca G, Matteucci G, Miglietta F, Ourcival JM, Papale D, Pilegaard K, Rambal S, Seufert G, Soussana JF, Sanz MJ, Schulze ED, Vesala T, Valentini R. 2005.** Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. *Nature* **437**: 529-533.
- Conant RT, Dalla-Betta P, Klopatek CC, Klopatek JM. 2004.** Controls on soil respiration in semiarid soils. *Soil Biology and Biochemistry* **36**: 945-951.
- Cotrufo MF, Alberti G, Inglema I, Marjanovic H, Le Cain D, Zaldei A, Peressotti A, Miglietta F. 2011.** Decreased summer drought affects plant productivity and soil carbon dynamics in a Mediterranean woodland. *Biogeosciences* **2729-2739**.
- Davidson E, Janssens IA, Luo Y. 2006.** On the variability of respiration in terrestrial ecosystems: moving beyond Q_{10} . *Global Change Biology* **12**: 154-164.
- 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* **4**: 217-227.
- Davidson EA, Janssens IA. 2006.** Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature* **440**: 165-173.
- De Angelis P, De Dato G, Spano D, Duce P, Sirca C, Asunis C, Pellizzaro G, Cesaraccio C, Sechi S, Scarascia Mugnozza G. 2005.** Una nuova area sperimentale di lungo termine, per lo studio degli effetti dell'incremento della temperatura e del periodo di aridita in formazioni di sclerofille mediterranee. *iForest - Biogeosciences and Forestry* **2**: 37-51.
- De Dato G, Pellizzaro G, Cesaraccio C, Sirca C, De Angelis P, Duce P, Spano D, Scarascia Mugnozza G. 2008.** Effects of warmer and drier climate conditions on plant composition and biomass production in a Mediterranean shrubland community. *iForest - Biogeosciences and Forestry* **1**: 39-48.
- de Dato GD, De Angelis P, Sirca C, Beier C. 2010.** Impact of drought and increasing temperatures on soil CO_2 emissions in a Mediterranean shrubland (gariga). *Plant and Soil* **327**: 153-166.

- de Dato GD, Pellizzaro G, Cesaraccio C, Sirca C, De Angelis P, Duce P, Spano D, Scarascia Mugnozza G. 2008.** Effects of warmer and drier climate conditions on plant composition and biomass production in a Mediterranean shrubland community. *iForest - Biogeosciences and Forestry* **1**: 39-48.
- Dixon K, Luxmoore RJ, Begovic C. 1978.** CERES-a model of forest stand biomass dynamics for predicting trace continent, nutrient, and water effects. *Ecological Modelling* **5**: 17-38.
- Eliasson PE, McMurtrie RE, Pepper DA, Strömngren M, Linder S, Agren G. 2005.** The response of heterotrophic CO₂ flux to soil warming. *Global Change Biology* **11**: 167-181.
- Emmett BA, Beier C, Estiarte M, Tietema A, Kristensen H, Williams D, Peñuelas J, Schmidt I, Sowerby A. 2004.** The Response of Soil Processes to Climate Change: Results from Manipulation Studies of Shrublands Across an Environmental Gradient. *Ecosystems* **7**: 625-637.
- Fang C, Moncrieff JB. 1998.** An open-top chamber for measuring soil respiration and the influence of pressure difference on CO₂ efflux measurement. *Functional Ecology* **12**: 319-325.
- Flexas J, Medrano H. 2002.** Drought inhibition of Photosynthesis in C₃ Plants: Stomatal and Non-stomatal Limitations Revisited. *Annals of Botany* **89**: 183-189.
- Garcia RL, Norman JM, McDermitt DK. 1990.** Measurements of canopy gas exchange using an open chamber system. *Remote Sensing Reviews* **5**: 141-162.
- Gilmanov TG, Tieszen LL, Wylie BK, Flanagan LB, Frank AB, Haferkamp MR, Meyers TP, Morgan JA. 2005.** Integration of CO₂ flux and remotely-sensed data for primary production and ecosystem respiration analyses in the Northern Great Plains: potential for quantitative spatial extrapolation. *Global Ecology and Biogeography* **14**: 271-292.
- Giorgi F, Lionello P. 2008.** Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change* **63**: 90-104.
- Granier A, Reichstein M, Breda N, Janssens IA, Falge E, Ciais P, Grunwald T, Aubinet M, Berbigier P, Bernhofer C, Buchmann N, Facini O, Grassi G, Heinesch B, Ilvesniemi H, Keronen P, Knohl A, Kastler M, Lagergren F, Lindroth A, Longdoz B, Loustau D, Mateus J, Montagnani L, Nys C, Moors E, Papale D, Peiffer M, Pilegaard K, Pita G, Pumpanen J, Rambal S, Rebmann C, Rodrigues A, Seufert G, Tenhunen J, Vesala T, Wang Q. 2007.** Evidence for soil water control on carbon and water dynamics in European forests during the extremely dry year: 2003. *Agricultural and Forest Meteorology* **143**: 123-145.
- Grau A. 1995.** A closed chamber technique for field measurement of gas exchange of forage canopies. *New Zealand Journal of Agricultural Research* **38**: 71-77.
- Hanson PJ, O'Neil M., Chambers J, Riggs JS, Joslin JD, Wolfe M. 2003.** Soil respiration and litter decomposition. In: Hanson PJ, Wullschleger S, eds. *North American temperate deciduous forest responses to changing precipitation regimes*. New York: Springer.
- Hanson PJ, Wullschleger SD, Bohlman SA, Todd DE. 1993.** Seasonal and topographic patterns of forest floor CO₂ efflux from an upland oak forest. *Tree Physiology* **13**: 1-15.
- He WM, Dong M. 2003.** Plasticity in Physiology and Growth of *Salix matsudana* in Response to Simulated Atmospheric Temperature Rise in the Mu Us Sandland. *Photosynthetica* **41**: 297-300.

Held AA, Steduto P, Orgaz F, Matista A, Hsiao TC. 1990. Bowen ratio/energy balance technique for estimating crop net CO₂ assimilation, and comparison with a canopy chamber. *Theoretical and Applied Climatology* **42**: 203-213.

Ineson P, Taylor K, Harrison AF, Poskitt J, Benham DG, Tipping E, Woof C. 1998. Effects of climate change on nitrogen dynamics in upland soils. 1. A transplant approach. *Global Change Biology* **4**: 143-152.

IPCC. Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of Working Group I. In: Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Solomon S, Qin D Manning M Chen Z Marquis M Averyt KB Tignor M Miller HL. 2007. Cambridge, Cambridge University Press.

Ref Type: Generic

Irvine J, Law BE, Kurpius MR. 2005. Coupling of canopy gas exchange with root and rhizosphere respiration in a semi-arid forest. *Biogeochemistry* **73**: 271-282.

Janssens IA, Pilegaard K. 2003. Large seasonal changes in Q₁₀ of soil respiration in a beech forest. *Global Change Biology* **9**: 911-918.

Jarvis P, Rey A, Petsikos C, Wingate L, Rayment M, Pereira J, Banza J, David J, Miglietta F, Borghetti M, Manca G, Valentini R. 2007. Drying and wetting of Mediterranean soils stimulates decomposition and carbon dioxide emission: The "Birch effect". *Tree Physiology* **27**: 929-940.

Jensen KD, Beier C, Michelsen A, Emmett BA. 2003. Effects of experimental drought on microbial processes in two temperate heathlands at contrasting water conditions. *Applied Soil Ecology* **24**: 165-176.

Joos O, Hagedorn F, Heim A, Gilgen A, Schmidt M, Siegwolf R, Buchmann N. 2010. Summer drought reduces total and litter-derived soil CO₂ effluxes in temperate grassland – clues from a ¹³C litter addition experiment. *Biogeosciences* **7**: 1031-1041.

Kirschbaum MUF. 2004. Soil respiration under prolonged soil warming: are rate reductions caused by acclimation or substrate loss? *Global Change Biology* **10**: 1870-1877.

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

Kuzyakov YV, Gavrichkova O. 2010. Time lag between photosynthesis and carbon dioxide efflux from soil: a review of mechanisms and controls. *Global Change Biology* **16**: 3386-3406.

Law BE, Falge E, Gu L, Baldocchi DD, Bakwin P, Berbigier P, Davis K, Dolman AJ, Falk M, Fuentes JD, Goldstein A, Granier A, Grelle A, Hollinger D, Janssens IA, Jarvis P, Jensen NO, Katul G, Mahli Y, Matteucci G, Meyers T, Monson R, Munger W, Oechel W, Olson R, Pilegaard K, Paw U, Thorgeirsson H, Valentini R, Verma S, Vesala T, Wilson K, Wofsy S. 2002. Environmental controls over carbon dioxide and water vapor exchange of terrestrial vegetation. *Agricultural and Forest Meteorology* **113**: 97-120.

Leadley PW, Drake BG. 1993. Open top chambers for exposing plant canopies to elevated CO₂ concentration and for measuring net gas exchange. *Vegetatio* **104-105**: 3-15.

- Llorens L, Peñuelas J, Beier C, Emmett B, Estiarte M, Tietema A. 2004.** Effects of an Experimental Increase of Temperature and Drought on the Photosynthetic Performance of Two Ericaceous Shrub Species Along a North-South European Gradient. *Ecosystems* **7**: 613-624.
- Lund CP, Riley WJ, Pierce LL, Field CB. 1999.** The effects of chamber pressurization on soil-surface CO₂ flux and the implications for NEE measurements under elevated CO₂. *Global Change Biology* **5**: 269-281.
- Luo Y, Wan S, Hui D, Wallace LL. 2001.** Acclimatization of soil respiration to warming in a tall grass prairie. *Nature* **413**: 622-625.
- Luyssaert S, Reichstein M, Schulze ED, Janssens IA, Law BE, Papale D, Dragoni D, Goulden ML, Granier A, Kutsch WL, Linder S, Matteucci G, Moors E, Munger JW, Pilegaard K, Saunders M, Falge EM. 2009.** Toward a consistency cross-check of eddy covariance flux;based and biometric estimates of ecosystem carbon balance. *Global Biogeochem.Cycles*. **23**: GB3009.
- Ma S, Baldocchi DD, Xu L, Hehn T. 2007.** Inter-annual variability in carbon dioxide exchange of an oak/grass savanna and open grassland in California. *Agricultural and Forest Meteorology* **147**: 157-171.
- Marchand F, Nijs I, de Boeck H, Kockelbergh F, Mertens S, Beyens L. 2004.** Increased Turnover but Little Change in the Carbon Balance of High-Arctic Tundra Exposed to Whole Growing Season Warming. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* **36**: 298-307.
- Medhurst J, Parsby J, Linder S, Wallin G, Ceschia E, Slaney M. 2006.** A whole-tree chamber system for examining tree-level physiological responses of field-grown trees to environmental variation and climate change. *Plant, Cell and Environment* **29**: 1853-1869.
- Melillo J, Callaghan TV, Woodward FI, Salati E, Sinha SK. 1990.** Effects on ecosystems. In: Houghton JT, Jenkins GJ, Ephraum JJ, eds. *Climate change: the IPCC scientific assessment*. New York: Cambridge University Press, 285-310.
- Melillo JM, Steudler PA, Aber JD, Newkirk K, Lux H, Bowles FP, Catricala C, Magill A, Ahrens T, Morrisseau S. 2002.** Soil Warming and Carbon-Cycle Feedbacks to the Climate System. *Science* **298**: 2173-2176.
- Misson L, Rocheteau A, Mbal S, Ourcival JM, Limousin JM, Rodriguez R. 2010.** Functional changes in the control of carbon fluxes after 3 years of increased drought in a Mediterranean evergreen forest? *Global Change Biology* **16**: 2461-2475.
- Mortazavi B, Chanton JP, Prater JL, Oishi AC, Oren R, Katul G. 2005.** Temporal variability in ¹³C of respired CO₂; in a pine and a hardwood forest subject to similar climatic conditions. *Oecologia* **142**: 57-69.
- Muller J, Escheonder A, Diepenbrock W. 2009.** Through-flow chamber CO₂/H₂O canopy gas exchange systemGÇöConstruction, microclimate, errors, and measurements in a barley (*Hordeum vulgare* L.) field. *Agricultural and Forest Meteorology* **149**: 214-229.
- Niu S, Wu M, HAN Y, Xia J, Li L, Wan S. 2008.** Water-mediated responses of ecosystem carbon fluxes to climatic change in a temperate steppe. *New Phytologist* **177**: 209-219.

Oechel WC, Riechers G, Lawrence WT, Prudhomme TI, Grulke N, Hastings SJ. 1992. "CO₂LT" an automated, null-balance system for studying the effects of elevated CO₂ and global climate change on unmanaged ecosystems. *Functional Ecology* **6**: 86-100.

Ollinger SV, Richardson AD, Martin ME, Hollinger DY, Frolking SE, Reich PB, Plourde LC, Katul GG, Munger JW, Oren R, Smith ML, Paw U, Bolstad PV, Cook BD, Day MC, Martin TA, Monson RK, Schmid HP. 2008. Canopy nitrogen, carbon assimilation, and albedo in temperate and boreal forests: Functional relations and potential climate feedbacks. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **105**: 19336-19341.

Peñuelas J, Prieto P, Beier C, Cesaraccio C, De Angelis P, De Dato G, Emmett BA, Estiarte M, Garandnai J, Gorissen A, KE, Llorens L, Pellizzaro, Schimidt, Sirca, Sowerby, Spano, Tietiema. 2007. Response of plant species richness and primary productivity in shrublands along a north-south gradient in Europe to seven years of experimental warming and drought: reductions in primary productivity in the heat and drought year of 2003. *Global Change Biology* **13**: 2563-2581.

Pereira JS, Mateus JA, Aires LM, Pita G, Pio C, David JS, Andrade V, Banza J, David TS, Paco TA, Rodrigues A. 2007. Net ecosystem carbon exchange in three contrasting Mediterranean ecosystems - The effect of drought. *Biogeosciences* **4**: 791-802.

Perez-Priego O, Testi L, Orgaz F, Villalobos FJ. 2010. A large closed canopy chamber for measuring CO₂ and water vapour exchange of whole trees. *Environmental and Experimental Botany* **68**: 131-138.

Pickering NB, Jones JW, Boote KJ. 1993. Evaluation of the portable chamber technique for measuring canopy gas exchange by crops. *Agricultural and Forest Meteorology* **63**: 239-254.

Poorter H, Niinemets U, Walter A, Fiorani F, Schurr U. 2010. A method to construct dose-response curves for a wide range of environmental factors and plant traits by means of a meta-analysis of phenotypic data. *Journal of Experimental Botany*.

Pumpanen J, Kolari P, Ilvesniemi H, Minkkinen K, Vesala T, Niinistö A, Lohila A, Larmola T, Morero M, Pihlatie M, Janssens I, Yuste JC, Grünzweig JM, Reth S, Subke JA, Savage K, Kutsch W, Østreng G, Ziegler W, Anthoni P, Lindroth A, Hari P. 2004. Comparison of different chamber techniques for measuring soil CO₂ efflux. *Agricultural and Forest Meteorology* **123**: 159-176.

Rambal S, Ourcival JM, Joffre R, Mouillot F, Nouvellon Y, Reichstein M, Rocheteau A. 2003. Drought controls over conductance and assimilation of a Mediterranean evergreen ecosystem: scaling from leaf to canopy. *Global Change Biology* **9**: 1813-1824.

Reich PB, Walters MB, Ellsworth DS. 1997. From tropics to tundra: Global convergence in plant functioning. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **94**: 13730-13734.

Reichstein M, Rey A, Freibauer A, Tenhunen J, Valentini R, Banza J, Casals P, Cheng Y, Grünzweig JM, Irvine J, Joffre R, Law BE, Loustau D, Miglietta F, Oechel W, Ourcival JM, Pereira JS, Peressotti A, Ponti F, Qi Y, Rambal S, Rayment M, Romanya J, Rossi F, Tedeschi V, Tirone G, Xu M, Yakir D. 2003. Modeling temporal and large-scale spatial variability of soil respiration from soil water availability, temperature and vegetation productivity indices. *Global Biogeochemical Cycles* **17**: 15-1.

- Reichstein M, Tenhunen JD, Rouspard O, Ourcival JM, Rambal S, Dore S, Valentini R. 2002a.** Ecosystem respiration in two Mediterranean evergreen Holm Oak forests: drought effects and decomposition dynamics. *Functional Ecology* **16**: 27-39.
- Reichstein M, Papale D, Valentini R, Aubinet M, Bernhofer C, Knohl A, Laurila T, Lindroth A, Moors E, Pilegaard K, Seufert G. 2007.** Determinants of terrestrial ecosystem carbon balance inferred from European eddy covariance flux sites. *Geophys.Res.Lett.* **34**: L01402.
- Reichstein M, Tenhunen JD, Rouspard O, Ourcival JM, Rambal S, Miglietta F, Peressotti A, Pecchiari M, Tirone G, Valentini R. 2002b.** Severe drought effects on ecosystem CO₂ and H₂O fluxes at three Mediterranean evergreen sites: revision of current hypotheses? *Global Change Biology* **8**: 999-1017.
- Reicosky DC. 1990a.** A portable chamber for evapotranspiration measurements and irrigation scheduling. *Acta horticulturae* **278**: 455-462.
- Reicosky DC. 1990b.** Canopy gas exchange in the field: Closed chambers. *Remote Sensing Reviews* **5**: 163-177.
- Rey A, Pegoraro E, Tedeschi V, De Parri I, Jarvis PG, Valentini R. 2002a.** Annual variation in soil respiration and its components in a coppice oak forest in Central Italy. *Global Change Biology* **8**: 851-866.
- Rey A, Pegoraro E, Tedeschi V, De Parri I, Jarvis PG, Valentini R. 2002b.** Annual variation in soil respiration and its components in a coppice oak forest in Central Italy. *Global Change Biology* **8**: 851-866.
- Rutledge S, Campbell DA, Baldocchi D, Schipper LA. 2010.** Photodegradation leads to increased carbon dioxide losses from terrestrial organic matter. *Global Change Biology* **16**: 3065-3074.
- Savage KE, Davidson EA. 2003.** A comparison of manual and automated systems for soil CO₂ flux measurements: Trade-offs between spatial and temporal resolution. *Journal of Experimental Botany* **54**: 891-899.
- Schaaf S, Dammgen U, Grünhage L, Burkart S. 2005.** The assessment of water vapour and carbon dioxide fluxes above arable crops - A comparison of methods. *Meteorologische Zeitschrift* **14**: 151-155.
- Sowerby A, Emmett BA, Tietema A, Beier C. 2008.** Contrasting effects of repeated summer drought on soil carbon efflux in hydric and mesic heathland soils. *Global Change Biology* **14**: 2388-2404.
- Steduto P, Ietinköku O, Ibrizio R, Anber R. 2002.** Automated closed-system canopy-chamber for continuous field-crop monitoring of CO₂ and H₂O fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology* **111**: 171-186.
- Tang J, Baldocchi DD, Xu L. 2005.** Tree photosynthesis modulates soil respiration on a diurnal time scale. *Global Change Biology* **11**: 1298-1304.
- Tenhunen JD, Serra AS, Harley PC, Dougherty RL, Reynolds JF. 1990.** Factors influencing carbon fixation and water use by mediterranean sclerophyll shrubs during summer drought. *Oecologia* **82**: 381-393.

Thornley JHM, Cannell MGR. 2000. Modelling the Components of Plant Respiration: Representation and Realism. *Annals of Botany* **85**: 55-67.

Throop HL, Archer SR. Resolving the dryland decomposition conundrum: some new perspectives on potential drivers. 171-194. 2009. Berlin, Springer. Progress in Botany.

Ref Type: Edited Book

Tjoelker MG, Oleksyn J, Reich PB. 2001. Modelling respiration of vegetation: evidence for a general temperature-dependent Q₁₀. *Global Change Biology* **7**: 223-230.

Turnbull MH, Murthy R, Griffin KL. 2002. The relative impacts of daytime and night-time warming on photosynthetic capacity in *Populus deltoides*. *Plant, Cell and Environment* **25**: 1729-1737.

Unger S, Maguas C, Pereira JS, Aires LM, David TS, Werner C. 2009. Partitioning carbon fluxes in a Mediterranean oak forest to disentangle changes in ecosystem sink strength during drought. *Agricultural and Forest Meteorology* **149**: 949-961.

Unger S, Maguas C, Pereira J, David TS, Werner C. 2012. Interpreting post-drought rewetting effects on soil and ecosystem carbon dynamics in a Mediterranean oak savannah. *Agricultural and Forest Meteorology* **154**: 9-18.

Wan S, Xia J, Liu W, Niu S. 2009. Photosynthetic overcompensation under nocturnal warming enhances grassland carbon sequestration. *Ecology* **90**: 2700-2710.

Xu L, Baldocchi DD. 2004a. Seasonal variation in carbon dioxide exchange over a Mediterranean annual grassland in California. *Agricultural and Forest Meteorology* **123**: 79-96.

Xu L, Baldocchi DD. 2004b. Seasonal variation in carbon dioxide exchange over a Mediterranean annual grassland in California. *Agricultural and Forest Meteorology* **123**: 79-96.

Yuste JC, Peñuelas J, Estiarte M, Garcia Mas J., Mattana S., Ogaya R, Pujol M, Sardans J. 2011. Drought-resistant fungi control soil organic matter decomposition and its response to temperature. *Global Change Biology* **17**: 1475-1486.

Zhang W, Parker KM, Luo Y, Wan S, Wallace LL, Hu S. 2005. Soil microbial responses to experimental warming and clipping in a tallgrass prairie. *Global Change Biology* **11**: 266-277.

CAPITOLO 7

CONCLUSIONI

Lo studio dell'impatto dei cambiamenti climatici sulla funzionalità degli ecosistemi aridi e semi-aridi rientra tra i principali interessi delle politiche economiche dei paesi del Mediterraneo. Ciò è dovuto sia agli alti costi stimati per le attività di mitigazione sia alla loro influenza sul clima globale, soprattutto per la loro capacità di assorbire e rilasciare CO₂. L'area del Mediterraneo è stata indicata come la regione dove i cambiamenti climatici potrebbero essere più forti. Recenti proiezioni climatiche prevedono l'incremento della temperatura accompagnato dalla riduzione del 20% delle precipitazioni, soprattutto in primavera, estate ed autunno.

Al fine di capire e i predire l'effetto dei due driver climatici sulla funzionalità di questi ecosistemi, una manipolazione climatica risulta indispensabile. Nell'ambito del progetto di ricerca europeo "INCREASE" viene applicato un sistema di manipolazione climatica che si basa su l'utilizzo di teli ritraibili. Questi, durante le ore notturne, coprono la vegetazione riflettendo l'infrarosso termico con un conseguente incremento delle temperature minime giornaliere. In maniera analoga dei teli impermeabili coprono la vegetazione durante gli eventi piovosi riducendo l'apporto idrico.

Nella gariga di Porto Conte, durante i due anni dello studio, la tecnica di manipolazione climatica basata su teli ritraibili ha provocato il taglio di circa il 20% delle precipitazioni e l'incremento di circa 1 °C di temperatura di aria e suolo fornendo una possibile immagine del clima a breve e medio termine.

Altro fattore chiave per comprendere l'effetto dei cambiamenti globali sulla funzionalità di questi ecosistemi è la risposta dei componenti del bilancio del carbonio (NEE, GPP, TER, SR) ai fattori abiotici e ai cambiamenti climatici. Per la misura di questi componenti è stata sviluppata e testata una camera di misura che ha permesso la misura degli scambi gassosi della gariga in esame.

La camera sviluppata si è dimostrata uno strumento utile per la misura dei vari flussi di carbonio dell'ecosistema. La camera modulare, manuale e discontinua è stato sottoposta a vari test. Questi hanno mostrato come i disturbi microclimatici apportati dalla camera sul sistema oggetto della misura siano minimi con un effetto marginale sulla misura degli scambi gassosi. L'errore causato dalle perdite della camera è stato stimato nell'ordine dell'1% al minuto; l'incremento di temperatura interno è rimasto sempre inferiore ad 1°C; le pareti della camera lasciavano passare quasi il 90% della radiazione nel visibile mentre le variazioni di pressione all'interno non erano tali da impattare gli scambi gassosi.

Una marcata stagionalità è stata riscontrata nei flussi di CO₂ nell'ecosistema studiato. Durante il periodo primaverile viene riscontrato un massimo di tutti i flussi di carbonio misurati. In estate, con il ridursi del contenuto idrico del suolo si riducono sia i flussi fotosintetici che respirativi. Con

l'arrivo delle piogge autunnali, SR e TER recuperano più velocemente di GPP provocando un'estensione dello stress idrico su NEE, che proprio in questa fase arriva ai suoi minimi.

Nel periodo di transizione dalla primavera all'estate, è stata osservata una continua riduzione di NEE, causata da una maggiore riduzione dell'assimilazione rispetto ai flussi respiratori.

La mancanza di una differenza significativa, a parità di condizioni microclimatiche, tra i plots sottoposti a trattamento *drought* e *control*, dimostra come la funzionalità del sistema sia rimasta inalterata. Questo risultato, dopo 10 anni di manipolazione nel regime di precipitazioni, conferma come questo sistema arbustivo, già sottoposto a forti oscillazioni stagionali in quanto a disponibilità idrica, sia fortemente resiliente agli stress idrici.

Nella gariga mediterranea oggetto di questo studio, un aumento di circa 1 °C della temperatura minima notturna di aria e suolo non ha influenzato i processi respiratori né del suolo né dell'ecosistema misurati in maniera asincrona con l'effetto del trattamento.

Il trattamento *warming* ha causato l'incremento dei tassi di mineralizzazione e nitrificazione in condizioni di contenuto idrico del suolo non limitante. L'incremento nella disponibilità di azoto ha comportato un maggiore contenuto di azoto fogliare e una significativa influenza sulla produttività.

Nella gariga oggetto dello studio, la fotosintesi lorda è risultata fortemente correlata con il potenziale fogliare di base, il microclima del suolo e in maniera minore con la radiazione incidente. L'approccio statistico regressivo, basato sulla correlazione della fotosintesi lorda con i driver ambientali, ha permesso di integrare per le ore centrali della giornata i dati di GPP. In questa maniera è stato colmato il limite della discontinuità delle misure e stimato il forte effetto deprimente del trattamento *drought* sull'assimilazione.

Analogamente l'applicazione di un modello basato sulla variazione dei flussi respiratori in base a temperatura e contenuto idrico ha consentito sia di ottenere una stima della sensibilità alla temperatura (Q_{10}) della respirazione del suolo e dell'ecosistema sia di effettuare un confronto con un altro studio condotto in precedenza nello stesso sito sperimentale. Viene confermata sia l'assenza dell'effetto dei trattamenti sia una forte stagionalità del Q_{10} che risulta più basso nella stagione umida di crescita e più alto nella stagione secca non vegetativa. In questo studio questa stagionalità viene riscontrata solo nei plot *control* mentre è del tutto assente nei plot sottoposti a trattamento *drought*, per un probabile cambiamento della comunità microbica del suolo dopo 10 anni di trattamento. Tuttavia questo fenomeno non ha alterato significativamente l'efflusso di C dal suolo integrato su base annua, l'aumento delle temperature registrato nei plot *drought*, soprattutto durante la stagione arida estiva, potrebbe aver compensato il mancato incremento del Q_{10} .