

**Estudo comparativo dos fluxos de CO<sub>2</sub> na interface solo-atmosfera  
em sistema agroflorestal com manejo contrastante no nordeste de  
Portugal**

**Lucilía Barbosa Reis**

*Dissertação apresentada à Escola Superior Agrária de Bragança para obtenção do  
Grau de Mestre em Tecnologia Ambiental no âmbito da dupla diplomação com a  
Universidade Tecnológica Federal do Paraná - Câmpus Medianeira.*

Orientado por

**Prof. Doutor Manuel Feliciano (IPB)**

**Prof.<sup>a</sup> Doutora Maria do Sameiro Patrício (IPB)**

**Prof.<sup>a</sup> Doutora Giovana Poggere (UTFPR)**

**Bragança**

**2019**



**Estudo comparativo dos fluxos de CO<sub>2</sub> na interface solo-atmosfera  
em sistema agroflorestal com manejo contrastante no nordeste de  
Portugal**

**Lucilía Barbosa Reis**

*Dissertação apresentada à Escola Superior Agrária de Bragança para obtenção do  
Grau de Mestre em Tecnologia Ambiental no âmbito da dupla diplomação com a  
Universidade Tecnológica Federal do Paraná - Câmpus Medianeira.*

Orientado por

**Prof. Doutor Manuel Feliciano (IPB)**

**Prof.<sup>a</sup> Doutora Maria do Sameiro Patrício (IPB)**

**Prof.<sup>a</sup> Doutora Giovana Poggere (UTFPR)**

**Bragança**

**2019**



## AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pela minha vida, fé e saúde (emocional e física), assim como também pela capacidade, por todas as habilidades a mim concedidas e que me permitiram chegar até aqui, pela realização deste e de todos os demais trabalhos.

À minha querida mãe, Pureza Barbosa Reis, por sempre acreditar em mim, mesmo de longe, por toda a sua dedicação, pelos seus ensinamentos e excelente educação, enfim, por todo apoio e amor durante toda a minha vida. Tudo o que já fiz, faço e tenho feito na vida é pensando em poder proporcionar uma vida mais digna a Ela.

À Universidade Tecnológica Federal do Paraná e a todos que fazem parte dessa família, por me possibilitarem esta trajetória acadêmica incrível, cheia de aprendizado e crescimento profissional e pessoal.

Aos meus orientadores Manuel Feliciano e Maria do Sameiro Patrício, fico muito agradecida por todos os ensinamentos, suporte, apoio em todas as etapas do desenvolvimento deste estudo e, principalmente pela compreensão de cada momento.

Ao Instituto Politécnico de Bragança, em especial a Escola Superior Agrária, pelo acolhimento e por me fornecer suporte acadêmico e técnico para o desenvolvimento deste estudo.

Aos financiadores deste trabalho, que foi suportado, em parte, pelo projeto GO ClimCast financiado pelo FEADER e pelo Estado Português, no âmbito da Ação 1.1 “Grupos Operacionais” integrado na Medida 1. Inovação do PDR 2020.

Um agradecimento especial à Sortegel, por ter permitido a realização deste estudo na quinta de Parada, propriedade desta empresa.

Sou muito grata as minhas amigas Ana Paula Cauhy, Daisy Colli, Clélia Almeida e Maria Eduar e suas respectivas famílias que, sempre com muito amor e carinho, apoiaram minhas decisões e me deram muito suporte ao longo da minha vida, inclusive na acadêmica, para que hoje eu pudesse estar aqui concretizando este trabalho.

Aos meus amigos de toda uma vida que torcem por mim, aos amigos e colegas da graduação e do mestrado por toda ajuda, apoio e carinho que tiveram comigo.

A todas as pessoas que contribuíram de alguma forma para que eu pudesse chegar até Portugal, sem vocês nada seria possível!

Por fim, agradeço ao engenheiro do ambiente e mestrando Samuel Diegues, pelo seu apoio técnico e disponibilidade durante a etapa experimental de campo.

Muito obrigada a todos!



“Levanto a minha voz, não para que eu possa gritar,  
mas para que aqueles sem voz possam ser ouvidos.”

(Malala Yousafzai)



## FINANCIAMENTOS

Este trabalho foi suportado, em parte, pelo projeto GO ClimCast financiado pelo FEADER e pelo Estado Português, no âmbito da Ação 1.1 “Grupos Operacionais” integrado na Medida 1. Inovação do PDR 2020. Os autores agradecem ainda à Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT, Portugal) e FEDER ao abrigo do Programa PT2020 pelo apoio financeiro ao CIMO [UID / AGR / 00690/2019] e pelo acordo bilateral de Dupla diplomação estabelecido entre o Instituto Politécnico de Bragança (Portugal) e a Universidade Tecnológica Federal do Paraná (Brasil).





## RESUMO

No cenário atual das alterações climáticas, estudos capazes de avaliar as emissões de Dióxido de Carbono (CO<sub>2</sub>) são necessários para auxiliar a tomada de decisões estratégicas na busca de mitigar muitos dos desafios que envolvem a sociedade atual, pois grande parte das atividades antrópicas como a queima de combustíveis fósseis e as que incluem inúmeros sistemas agroflorestais são exemplos que contribuem ou podem contribuir de forma considerável para elevar as concentrações desse gás na atmosfera. Neste contexto, a gestão do solo é de extrema importância para minimizar as emissões de CO<sub>2</sub>, devido à capacidade do solo armazenar carbono orgânico. Considerando que as práticas culturais podem contribuir para uma maior ou menor conservação da matéria orgânica no solo e, conseqüente, maior ou menor libertação de gases de efeito de estufa para a atmosfera, o presente trabalho tem por objetivo avaliar os Fluxos de CO<sub>2</sub> num sistema agroflorestal, em diferentes condições de gestão do solo, denominado como solo nu (efeito mobilização) e solo ervado (efeito não mobilização), assim como a dinâmica dos fluxos em função da cobertura vegetal, mobilização do solo e de variáveis edafoclimáticas, de modo a identificar técnicas de gestão mais sustentáveis para o ambiente. A área de estudo foi um sistema agroflorestal localizado em Parada, Bragança, nordeste de Portugal, que apresenta uma área não mobilizada com subcoberto vegetal permanente e uma outra área, contígua, cujo controlo da vegetação é efetuado por ação de mobilizações frequentes (manutenção de solo nu). O procedimento experimental consistiu em selecionar 10 pontos de amostragem, 6 na área não mobilizada e 4 na área mobilizada, e efetuar medições em triplicado, em cada ponto, em três momentos distintos do dia, entre março e julho de 2019. Os Fluxos de CO<sub>2</sub> foram registados por um sistema portátil de medição de fluxos de CO<sub>2</sub>, LI-8100A, que integra uma unidade de controlo e análise de CO<sub>2</sub> e vapor de água acoplado a uma câmara transparente. A humidade (H<sub>solo</sub>) e a temperatura do solo (T<sub>solo</sub>) e a radiação fotossinteticamente ativa (PAR) foram também medidas em paralelo, através de um Sensor de Humidade do solo GS1, de um Termistor 8100-203 e de um Sensor Quântico LI-190R, respetivamente. Após as monitorizações, os dados foram trabalhados utilizando os softwares (SoilFluxPro, Excel, Origin e R Studio e R Project) e através de uma matriz de correlações entre as variáveis foi determinada a influência de cada uma na dinâmica do carbono. Os resultados das monitorizações mostraram que o solo com coberto vegetal se comportou como sumidouro de carbono, registando fluxos de -0,97  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , apesar de ter sido fonte no período de junho a julho. Já o solo mobilizado e sem coberto vegetal apresentou 1,88  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , e atuou como fonte emissora de CO<sub>2</sub> durante todo o estudo. As monitorizações diárias em contínuo apontaram ambas as áreas como emissoras para o período de análise. As variáveis edafoclimáticas e meteorológicas observadas *in situ* demonstraram uma importante influência na magnitude dos fluxos de CO<sub>2</sub> em ambas as áreas.

**Palavras-chave:** Dióxido de carbono; variação temporal; variação espacial; armazenamento de carbono; método da caixa.



## ABSTRACT

In the current climate change scenario, studies capable of assessing carbon dioxide (CO<sub>2</sub>) emissions are needed to assist strategic decision making in order to mitigate many of the challenges that surround society today because much of anthropic activities such as burning fossil fuels and those encompassing numerous agroforestry systems are examples that contribute or may contribute considerably to raising the concentrations of this gas in the atmosphere. In this context, soil management is of utmost importance to minimize CO<sub>2</sub> emissions due to the soil's ability to store organic carbon. Considering that cultural practices can contribute to a greater or lesser conservation of organic matter in the soil and, consequently, a greater or lesser release of greenhouse gases into the atmosphere, the present work aims to evaluate CO<sub>2</sub> flows in an agroforestry system under different soil management conditions, known as bare soil (mobilization effect) and grassy soil (non-mobilization effect), as well as the flow dynamics as a function of vegetation cover, soil mobilization and edaphoclimatic variables, in order to identify environmentally friendly management techniques. The study area was an agroforestry system located in Parada, Bragança, northeastern Portugal, which has an area that is not mobilized with permanent undercover and another area, contiguous, whose vegetation is controlled by frequent mobilization (bare soil maintenance). The experimental procedure consisted of selecting 10 sampling points, 6 in the non-mobilized area and 4 in the mobilized area and performing triplicate measurements at each point at three different times of the day, between march and July 2019. CO<sub>2</sub> Flows were recorded by a portable CO<sub>2</sub> flow measurement system, LI-8100A, which integrates a CO<sub>2</sub> and water vapor control and analysis unit coupled with a transparent chamber. Moisture ( $H_{\text{solo}}$ ) and ground temperature ( $T_{\text{solo}}$ ) and photosynthetically active radiation (PAR) were also measured in parallel using a GS1 Soil Moisture Sensor, a 8100-203 Thermistor and a LI-Quantum Sensor. 190R, respectively. After the monitoring, the data were worked using the software (SoilFluxPro, Excel, Origin and R Studio and R Project) and through a matrix of correlations between the variables was determined the influence of each one on the carbon dynamics. The monitoring results found that the soil covered by vegetation behaved as a carbon sink in the global balance, with flows of  $-0.97 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , although it was a source from June to July. The area with mobilized soil and without vegetation presented  $1.88 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  and acted as a source of CO<sub>2</sub> emission throughout the study. Results from continuous daily monitoring suggests that both areas were carbon sources for the evaluation period. The edaphoclimatic and meteorological variables observed *in situ* showed an important influence on the magnitude of CO<sub>2</sub> fluxes in both areas.

**Keywords:** carbon dioxide; temporal variation; spatial variation; carbon storage; box method.



## ÍNDICE

<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
1.1 CONTEXTUALIZAÇÃO DO TEMA .....	1
1.2 OBJETIVOS.....	2
1.3 ESTRUTURA DA TESE .....	2
<b>2. A DINÂMICA DO CARBONO NOS ECOSISTEMAS TERRESTRES .....</b>	<b>4</b>
2.1 O CICLO DO CARBONO .....	4
2.2 INTERFERÊNCIAS NO CICLO DE CARBONO E ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS .....	6
2.3 O CARBONO DO SOLO.....	9
2.4 O BALANÇO DE DIÓXIDO DE CARBONO À SUPERFÍCIE DE ECOSISTEMAS TERRESTRES .....	11
2.4.1 Fotossíntese ou produtividade primária bruta .....	13
2.4.2 Respiração do ecossistema.....	15
2.4.2.1 <i>Respiração acima do solo</i> .....	15
2.4.2.2 <i>Respiração do solo</i> .....	16
2.5 USOS E PRÁTICAS DE GESTÃO DO SOLO .....	20
2.6 SISTEMAS AGROFLORESTAIS .....	22
<b>3. MÉTODOS DE QUANTIFICAÇÃO DE FLUXO DE DIÓXIDO DE CARBONO .....</b>	<b>26</b>
3.1 VISÃO GERAL SOBRE METODOLOGIA EXISTENTES E SUA EVOLUÇÃO	26
3.2 MÉTODOS MICROMETEOROLÓGICOS .....	28
3.2.1 Eddy covariance .....	28
3.2.2 Método do gradiente de concentração .....	29
3.3 MÉTODOS DA CAIXA .....	31
3.3.1 Caixas de estado estacionário sem circulação de ar .....	31
3.3.2 Caixas de estado estacionário com circulação de ar.....	32
3.3.3 Caixas de estado não estacionário sem circulação de ar .....	33
3.3.4 Caixas de estado não estacionário com circulação de ar.....	34

<b>4. METODOLOGIA .....</b>	<b>36</b>
4.1 DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	36
4.2 EQUIPAMENTOS UTILIZADOS .....	37
4.3 PROCEDIMENTO EXPERIMENTAL.....	39
4.3.1 Medição de fluxos de CO <sub>2</sub> na interface atmosfera-superfície .....	39
4.3.1.1 Aspectos experimentais .....	39
4.3.1.2 Metodologia de cálculo dos fluxos .....	44
4.3.2 Medição de variáveis edafoclimáticas .....	45
4.3.4 Avaliação do subcoberto vegetal na área A.....	47
4.4 PROCESSAMENTO DE DADOS .....	48
<b>5. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....</b>	<b>49</b>
5.1 VARIAÇÃO DOS PARÂMETROS DE EVOLUÇÃO DA VEGETAÇÃO .....	49
5.2 VARIAÇÃO ESPACIAL DOS FLUXOS DE CO <sub>2</sub> E DAS VARIÁVEIS EDAFOCLIMÁTICAS .....	53
5.2.1 Análise global entre áreas .....	53
5.2.2 Análise global intra-áreas .....	56
5.3 VARIAÇÃO TEMPORAL DOS FLUXOS DE CO <sub>2</sub> E DAS VARIÁVEIS EDAFOCLIMÁTICAS .....	61
5.3.1 Análise mensal .....	61
5.3.2 Variação diária .....	65
<b>6. CONCLUSÃO.....</b>	<b>73</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>75</b>

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Ciclo global do carbono.....	4
Figura 2 - Esquema da composição das camadas do solo.....	10
Figura 3 - Esquema da caixa em estado não estacionário sem fluxo. ....	33
Figura 4 - Localização da área de estudo. ....	36
Figura 5 - Sistema automatizado de fluxo de gás no solo pacote de troca líquida de carbono li-8100-nce. (A) cabine do analisador de gás infravermelho; (B) câmera transparente de longo prazo (8100-104c); (C) sensor de humidade do solo gs1; (D) sensor quântico li-190r; (E) sonda termistor de temperatura do solo 8100-203.. ...	38
Figura 6 - Ilustração do design experimental do estudo, apresentando uma vista aérea das duas áreas (A e B) já com os colares de pvc posicionados e instalados no solo. ....	40
Figura 7 - (a) Área com o colar de pvc posicionado e instalado no Solo Ervado e (B) área com o colar de pvc posicionado e instalado no Solo Nu.....	40
Figura 8 - Sistema automatizado de troca líquida de carbono li-8100-nce realizando medições na área B.....	41
Figura 9 - Sistema automatizado de troca líquida de carbono li-8100-nce realizando medições na área A. ....	42
Figura 10 - Cálculo do offset entre a câmara e o colar fixado no solo.....	42
Figura 11 - Estação meteorológica de parada, bragança. A) com a vegetação verde. B) com a vegetação seca. ....	43
Figura 12 - Evolução da concentração de CO <sub>2</sub> desde o estágio a (câmara aberta) e durante a medição que decorre entre o estágio B e C, com a câmara fechada. a linha vermelha corresponde ao ajuste exponencial, enquanto a linha azul ao ajuste linear. ....	45
Figura 13 - Sistema automatizado de troca líquida de carbono li-8100-nce. (A) sensor quântico li-190r, (B) sensor de humidade do solo GS1 e (C) sonda termistor de temperatura do solo 8100-203.....	46
Figura 14 - (A) Amostra da vegetação embalada e (B) paisagem da vegetação verde antes de ir a estufa. ....	47
Figura 15 - Estado da vegetação para os pontos da área A no mês de maio.....	49
Figura 16 - Estado da vegetação para os pontos da área A no mês de junho.....	50

Figura 17 - Estado da vegetação para os pontos da área A no mês de julho. ....	52
Figura 18 - Evolução do estado da vegetação para os pontos da área A, entre os meses de maio a julho de 2019. ....	53
Figura 19 - Variação espacial global das médias $\pm$ erro padrão dos $F_{CO_2}$ ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), PAR ( $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ), $T_{\text{solo}}$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) e $H_{\text{solo}}$ (%) do solo para o Solo Ervado (área A) e o Solo Nu (área B), referente ao período de março à julho de 2019. ....	55
Figura 20 - Matriz de correlação de pearson para as variáveis em análise da avaliação global registadas para a área A e B, no período de março a julho, em parada, portugal. ....	56
Figura 21 - Variação espacial global das médias $\pm$ erro padrão dos $F_{CO_2}$ ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), par ( $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ), $T_{\text{solo}}$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) e $H_{\text{solo}}$ (%) do solo entre os pontos do Solo Ervado (área A), referente ao período de março a julho de 2019. ....	57
Figura 22 - Variação espacial global das médias $\pm$ erro padrão dos $F_{CO_2}$ ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), PAR ( $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ), $T_{\text{solo}}$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) e $H_{\text{solo}}$ (%) do solo entre os pontos do Solo Nu (área B), referente ao período de março à julho de 2019. ....	60
Figura 23 - Variação temporal global das médias $\pm$ erro padrão dos $F_{CO_2}$ ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), PAR ( $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ), $T_{\text{solo}}$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) e $H_{\text{solo}}$ (%) para o Solo Ervado (área A) e do Solo Nu (área B), referente ao período de março à julho de 2019. ....	62
Figura 24 - Registo de embaçamento na câmara transparente de longo prazo (8100-104c), no momento das medições na área ervada (A). ....	64
Figura 25 - Avaliação global dos $F_{CO_2}$ ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) para o solo nu (área A) e solo ervado (área B), no período referente a abril (área B), maio (área A), junho (área A) e julho (área B) para os ensaios de 24h. ....	66
Figura 26 - Variação temporal dos $F_{CO_2}$ ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), PAR ( $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ), $T_{\text{solo}}$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) e $H_{\text{solo}}$ (%) para o Solo Nu (área B), para o ensaio de 24h referente ao mês de abril de 2019. ....	67
Figura 27 - Variação temporal dos $F_{CO_2}$ ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), PAR ( $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ), $T_{\text{solo}}$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) e $H_{\text{solo}}$ (%) para o Solo Ervado (área A), para o ensaio de 24h referente ao mês de maio de 2019. ....	68
Figura 28 - Variação temporal dos $F_{CO_2}$ ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), PAR ( $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ), $T_{\text{solo}}$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) e $H_{\text{solo}}$ (%) do Solo Ervado (área A), no ensaio de 24h referente ao mês de junho de 2019. ....	69

Figura 29 - Variação temporal dos $F_{CO_2}$ ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), PAR ( $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ), $T_{\text{solo}}$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) e $H_{\text{solo}}$ (%) do Solo Nu (área B), para o ensaio de 24h referente ao mês de julho de 2019. ....	70
Figura 30 - Avaliação das médias $\pm$ erro padrão globais dos $F_{CO_2}$ ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), PAR ( $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ), $T_{\text{solo}}$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) e $H_{\text{solo}}$ (%) para o Solo Nu (área B) e Solo Ervado (área A), no período referente de abril à julho para os ensaios de 24h. ....	71

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Dados do estado da vegetação para a área A no mês de maio.....	50
Tabela 2 – Dados do estado da vegetação para a área A no mês de junho.....	51
Tabela 3 – Dados do estado da vegetação para a área A no mês de julho .....	52
Tabela 4 – Parâmetros estatísticos das variáveis em análise registadas para a área A e B, no período de março à julho, em Parada, Bragança, Portugal.....	54



# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1 CONTEXTUALIZAÇÃO DO TEMA

Nas últimas décadas inúmeros estudos têm reportado os problemas das alterações climáticas a nível global, em resultado do aquecimento global, processo de superaquecimento que o planeta vem enfrentando desde a era industrial, devido às elevadas concentrações de gases de efeito estufa (GEE) na atmosfera (JANSSENS et al., 2003; SUGIHARA et al., 2012; BARBERA, 2018).

De entre os gases tidos como os que mais agravam as alterações climáticas, o CO<sub>2</sub> é o que tem aumentado de forma mais significativa e acelerada. Tendo por base os registos dos últimos 800 anos, as emissões de origem antrópica registadas entre 2000 e 2010 foram as mais elevadas (IPCC, 2014). Atualmente, o aumento da concentração do CO<sub>2</sub> na atmosfera está relacionado principalmente a queima de combustíveis fósseis, indústrias, transportes e modificações no uso e cobertura do solo, especialmente na agricultura (JALOTA et al., 2018).

Os diversos usos intensivos do solo têm contribuído igualmente para o aumento o da liberação de CO<sub>2</sub> dos solos e, conseqüentemente, para diminuir a disponibilidade de carbono orgânico das reservas terrestres. Sendo assim, o recurso a práticas agronómicas mais conservativas da matéria orgânica para elevar o potencial de sequestro e armazenamento de C orgânico por parte dos solos é absolutamente necessário. Os solos têm um papel substantivo no armazenamento de C. Segundo Barbera (2018), as estimativas do carbono orgânico nas reservas dos solos correspondem a duas vezes mais do que toda a biomassa vegetal existente no planeta, sendo consideradas de suma importância no ciclo do carbono.

Neste contexto, o interesse pela dinâmica do carbono tem motivado a realização de vários estudos que visam identificar formas de aumentar os stocks de carbono orgânico do solo. Assim, a quantificação das emissões de CO<sub>2</sub> são de extrema importância tanto para determinar as perdas ou armazenamento de carbono orgânico (C) do solo, quanto para prever sua fertilidade do solo (FANG e MONCRIEFF, 2001).

E como bem nos asseguram Martins et al., (2015), os ecossistemas florestais são grandes alternativas com potencial para minimizar o aquecimento global, pelo facto de apresentarem elevadas taxas de sequestro de carbono, sendo capazes de atenuar as emissões de gases de efeito estufa, como o metano e dióxido de carbono. Assim como as

florestas, os sistemas agroflorestais também desempenham papel de sumidouro de dióxido de carbono, devido às suas práticas mais adequadas de manejo do solo (CHATTERJE et al., 2018).

A avaliação da influência das diferentes práticas de gestão nas emissões/sequestro de CO<sub>2</sub> é de importância crítica para as decisões políticas no âmbito das alterações climáticas e no setor agrícola (VICENTE-VICENTE et al., 2016). Neste contexto, estudos capazes de quantificar os fluxos de dióxido de carbono dos solos para a atmosfera ou vice-versa, por diferentes abordagens metodológicas, tem sido e continuarão a ser imprescindíveis (ANAPALLI et al., 2019).

## 1.2 OBJETIVOS

O presente trabalho teve como objetivo medir os fluxos de CO<sub>2</sub> do solo num sistema agroflorestal do norte de Portugal, utilizando o método da caixa em duas áreas contíguas de souto para produção de castanha com maneios do solo distintos: um solo com cobertura herbácea no subcoberto e com castanheiros adultos e uma plantação jovem, também de castanheiro, com solo nu e revolvido por práticas agrícolas convencionais.

Em particular, avaliaram-se as variações espaciais e temporais em função de fatores edáfico-climáticos e de práticas agroflorestais utilizadas no sistema de estudo.

Assim, pretende-se avaliar a variação temporal e espacial dos fluxos de CO<sub>2</sub> estudando os fatores que influenciam e ou interferem no processo de trocas de carbono entre o solo e a atmosfera, em inter-relação com a gestão praticada. A relação da cobertura vegetal/mobilização do solo com variáveis meteorológicas e edafoclimáticas que influenciam a dinâmica do carbono no solo, permitirá definir técnicas de gestão mais amigas do ambiente. Além disso, procura-se determinar a variação temporal e espacial em função de fatores influenciadores como a radiação fotossintética ativa, a temperatura e a humidade do solo, com as práticas de gestão agroflorestal utilizadas na área de estudo.

## 1.3 ESTRUTURA DA TESE

O trabalho está organizado em 6 pontos principais, sendo que o ponto 1 compreende a introdução, onde o tema da tese é contextualizado mostrando a importância e necessidade do estudo ser desenvolvido, bem como os objetivos e a estruturação do estudo.

O ponto 2 apresenta uma revisão bibliográfica sobre o ciclo do carbono e os principais fatores que contribuem para o armazenamento de carbono nos solos ou o torna uma fonte emissora de CO<sub>2</sub>, avaliando as características do solo que possibilitam uma maior taxa de sequestro.

O ponto 3 aborda alguns dos principais métodos mais utilizados para quantificação dos fluxos de CO<sub>2</sub>, dentre eles os métodos micrometeorológicos e o método da caixa.

No ponto 4, é feito o detalhamento da metodologia, a descrição e localização da área de estudo, tratamento dos dados e apresentação dos equipamentos utilizados.

Os resultados e discussão compõem o ponto 5, apresentando o tratamento e análise dos dados obtidos ao longo das medições cuja comparação com os valores encontrados na literatura para permitir uma discussão mais consistente.

Por fim, no ponto 6 são apresentadas as conclusões do trabalho, onde irão ser alinhadas as relações entre os resultados obtidos e os objetivos iniciais a que nos propusemos.

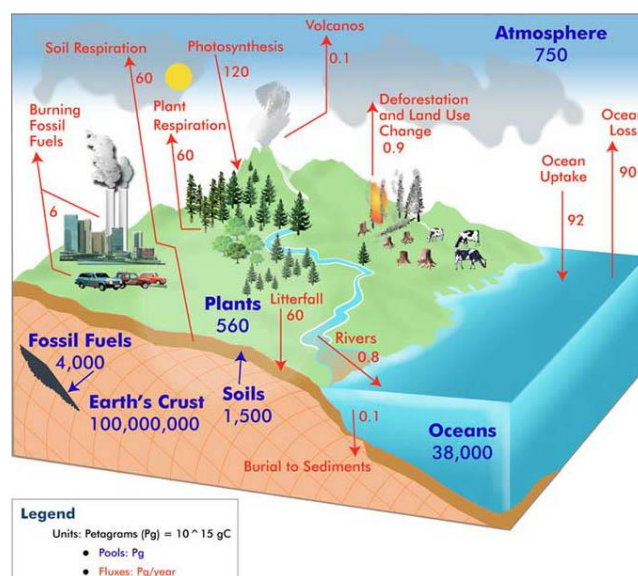
## 2. A DINÂMICA DO CARBONO NOS ECOSISTEMAS TERRESTRES

Este capítulo apresenta inicialmente uma abordagem ciclo global do carbono, ou seja, aos principais reservatórios de carbono e à interação entre esses reservatórios em termos de fluxos de carbono. Segue-se uma breve discussão dos principais impactos resultantes da interferência no ciclo do carbono e, finalmente, identificam-se e discutem-se alguns dos principais processos que intervêm na dinâmica das trocas de carbono entre a superfície terrestre e a atmosfera.

### 2.1 O CICLO DO CARBONO

O carbono é um elemento abundante que está na base de toda a vida na Terra (DONN, 1978, USSIRI e LAL, 2017). Além de ser necessário para formar moléculas complexas como as proteínas e o ácido desoxirribonucleico (ADN), o carbono é um elemento-chave dos alimentos, fornece uma importante fonte de energia para sustentar a nossa economia global e ajuda a regular a temperatura da Terra.

Na Terra, a maior parte do carbono está armazenada em rochas e sedimentos, enquanto o restante está localizado nos oceanos, nas águas profundas deste reservatório, na atmosfera e nos organismos vivos, ainda que o carbono circule entre estes reservatórios, transferindo-se continuamente entre a atmosfera e a superfície terrestre e aquática do nosso planeta, como se ilustra na figura 1 (USSIRI e LAL, 2017).



**Figura 1 - Ciclo global do carbono.**  
**Fonte: Globe Carbon Cycle, 2017.**

O carbono é libertado para a atmosfera quando os organismos morrem, os vulcões entram em erupção, os incêndios deflagram, os combustíveis fósseis são queimados, entre outros mecanismos naturais e antrópicos.

De entre os mecanismos naturais, a atividade vulcânica foi, por milhares de anos, a responsável pela elevada concentração de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) na atmosfera, dezenas de vezes maior do que a atual quantidade deste gás. A partir do aumento da proliferação de pteridófitas e protozoários calcários, há aproximadamente 600 milhões de anos, houve um decréscimo da concentração de gás carbônico (POSTEL, 1986).

A influência da atividade humana no ciclo global do carbono tem ocorrido através de variadíssimos processos. A queima de combustíveis fósseis assume uma contribuição muito relevante, na medida em que elevadas quantidades de CO<sub>2</sub> e de outros gases de efeito estufa são emitidas para a atmosfera de forma mais rápida do que através dos processos naturais, uma vez que os combustíveis fósseis (carvão, petróleo e gás natural) contêm grandes quantidades de carbono, formado durante a decomposição de plantas e animais há milhões de anos.

A revolução industrial, que ocorreu entre os séculos XVIII e XIX, inseriu no contexto quotidiano de milhões de pessoas, inovações e avanços tecnológicos de suma importância para o desenvolvimento do enquadramento histórico (HOBSBAWM, 1979). As mudanças atreladas à substituição de coque por carvão, a evolução das máquinas a vapor e da metalurgia, nesse período, contribuíram, de forma considerável, para um aumento dos níveis de CO<sub>2</sub> na atmosfera, passando de 280 ppm (partes por milhão) para 360 ppm, em apenas 200 anos (MARTINS et al., 2003).

As alterações do uso do solo, especialmente os incêndios florestais de origem humana e o desmatamento, são dois dos fatores antrópicos que também têm contribuído para o aumento considerável dos níveis de CO<sub>2</sub> atmosférico com consequências negativas previstas por diversas organizações internacionais com responsabilidades pela promoção de um desenvolvimento sustentável do nosso planeta (HOUGHTON et al., 2000).

Metabolicamente, o processo mais importante e fundamental, para manter o equilíbrio dos gases em nosso sistema atmosférico, é o da fotossíntese, através dos quais as plantas usam energia do sol e CO<sub>2</sub> da atmosfera para criar carboidratos (açúcares) e oxigénio (O<sub>2</sub>) e o da respiração durante o qual os carboidratos armazenados, pela biomassa vegetal viva, como folhas, caules e raízes, à medida que as plantas vão vivendo e crescendo no seu habitat, podem ser usados como energia ao serem decompostos em

moléculas mais simples, conduzindo à produção/libertação do CO<sub>2</sub> para a atmosfera (OLIVEIRA, 1997; SILVA, 2002). A taxa de produção e libertação do CO<sub>2</sub> é variável. Por exemplo, a decomposição de carboidratos por fungos e microrganismos é lenta, mas é um mecanismo relevante de devolver carbono na atmosfera.

A comunidade científica nacional e internacional tem vindo a desenvolver esforços para quantificar as quantidades de carbono armazenadas em diferentes reservatórios da Terra e compreender as suas interações, adotando duas abordagens metodológicas diferentes. Uma abordagem que recorre à utilização de satélites e de instrumentos instalados em plataformas aéreas ou à superfície, para medir os fluxos de CO<sub>2</sub>, através da interface superfície terrestre-atmosfera. A outra envolve a medição da quantidade de carbono presente em amostras de plantas, árvores, solo e outros componentes e extrapolar essas medições para escalas regionais ou mundiais. Estas abordagens metodológicas têm permitido determinar o valor aproximado das quantidades e fluxos envolvidos no ciclo global do carbono. No entanto, a dimensão precisa de muitas fontes e sumidouros ainda não é claramente conhecida, devido à complexidade dos processos envolvidos.

## 2.2 INTERFERÊNCIAS NO CICLO DE CARBONO E ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS

O ciclo global do carbono é um dos mais importantes para a manutenção do equilíbrio na Terra, pelo que qualquer interferência antrópica (ou natural) pode acarretar repercussões muito negativas para o ambiente e para o Homem.

Um dos principais impactes ambientais decorrentes da interferência no ciclo do carbono está associado ao incremento dos níveis de CO<sub>2</sub> na atmosfera, com o conseqüente aumento do aquecimento global da superfície terrestre.

De facto, a maior parte da energia do Sol que atinge a superfície da Terra encontra-se na gama das frequências da luz visível do espectro eletromagnético. Isso ocorre em grande parte porque a atmosfera da Terra é transparente para esses comprimentos de onda, enquanto radiações de frequências mais elevadas, como as ultravioletas, são filtradas pela camada de ozono estratosférico. Uma fração considerável da luz solar que atinge a Terra é refletida de volta ao espaço, dependendo do albedo ou da refletividade da atmosfera e dos próprios elementos da superfície. Outra fração da radiação solar é convertida em radiação de menor comprimento de onda (i.e., radiação infravermelha) quando atinge a

superfície terrestre e refletida para a atmosfera. Enquanto os gases dominantes da atmosfera (azoto e oxigénio) são transparentes à radiação infravermelha, os chamados gases de efeito estufa, principalmente vapor de água (H<sub>2</sub>O), dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), óxido nitroso (N<sub>2</sub>O) e metano (CH<sub>4</sub>), absorvem essa radiação infravermelha e retêm essa energia térmica na atmosfera.

A análise de dados históricos permite concluir de forma inequívoca que existe uma relação diretamente proporcional entre a concentração de dióxido de carbono da atmosfera (e outros gases de efeito de estufa) e a temperatura média global (KUMP, 2002).

Embora as plantas absorvam parte do acréscimo do CO<sub>2</sub>, a maioria dos gases de efeito estufa permanece na atmosfera, contribuindo para as Alterações Climáticas. Como resultado, a quantidade de dióxido de carbono na atmosfera está subindo rapidamente, sendo já consideravelmente maior do que em qualquer momento nos últimos 800 mil anos.

O aumento da temperatura, a fusão dos calotes polares e o aumento do nível das águas do mar, são algumas das implicações associadas a este complexo e intrincado fenómeno que resulta de perturbações no Ciclo do Carbono (IPCC, 2001; MILLER e DOUGLAS, 2004; RIGNOT e KANAGARATNAM, 2006).

Embora nos preocupemos com o possível aquecimento global decorrente deste acréscimo dos níveis de CO<sub>2</sub>, importa destacar que se não houvesse CO<sub>2</sub> e outros gases de efeito de estufa na atmosfera, o clima global seria significativamente mais frio.

Além, do aquecimento global, muitos outros problemas que estão interligados têm gerado preocupação como a destruição da vida marinha em resultado do aumento da acidificação das águas oceânicas (WOLF-GLADROW e ROST, 2014).

Como já foi referido anteriormente, os oceanos são grandes depósitos de dióxido de carbono e realizam uma troca constante deste gás com a atmosfera. Atualmente, estima-se que cerca de um terço do dióxido de carbono produzido vá parar aos oceanos. Este facto pode ajudar a diminuir o aquecimento global, na medida em que menos CO<sub>2</sub> fica disponível na atmosfera. Porém, a absorção de CO<sub>2</sub> pelas águas do mar contribui para o aumento da acidez da água e ameaça gravemente os ecossistemas marítimos, dado que o CO<sub>2</sub> ao interagir com a água forma ácido carbónico.

Estudos recentes (IPCC, 2013) sugerem que a água do mar já estará 26% mais ácida do que antes do início da industrialização e prevê-se que até 2100, os oceanos

possam estar 170% mais ácidos. Nos últimos vinte anos, diversas experiências foram realizadas em laboratórios por todo o mundo para tentar descobrir exatamente quais serão as consequências da mudança de pH na vida marinha.

Outro aspeto ambiental de relevância, resultante das perturbações causadas no ciclo do carbono é o intemperismo químico das rochas. De facto, o aumento da temperatura e do CO<sub>2</sub> dissolvido conduz ao aumento da desintegração das rochas da crosta terrestre, em resultado de taxas de reação mais rápidas (efeito da temperatura) e da maior acidez (ANDREW e VILES, 2011).

Uma vez que as alterações climáticas constituem um problema global, as decisões no que respeita quer à mitigação quer à adaptação envolvem ações ou opções a todos os níveis da tomada de decisão, desde o nível mais local ao nível internacional, envolvendo os governos nacionais de todos os países do mundo. A resposta política a este problema requer uma ação concertada e assertiva, traduzida na tomada de medidas que minimizem as causas antropogénicas e que preparem a sociedade para lidar com os seus impactes biofísicos e socioeconómicos.

O combate a este problema iniciou-se com a Cimeira do Rio, com o título oficial de Conferência das Nações Unidas sobre Ambiente e Desenvolvimento, que teve lugar em 1992 e culminou anos de preparação de diferentes tratados e documentos na área do Ambiente.

Estes tratados ambientais eram a resposta da comunidade internacional ao crescendo de preocupações sobre tendências alarmantes no ecossistema global. Três dos tratados mais importantes foram:

- A UNFCCC (Convenção Quadro das Nações Unidas sobre as Alterações Climáticas);
- A CBD (Convenção sobre Diversidade Biológica, ou Convenção da Biodiversidade);
- A UNCCD (Convenção das Nações Unidas de Combate à Desertificação).

A Convenção-Quadro para as Alterações Climáticas foi a pedra basilar do regime jurídico internacional sobre clima que teve como objetivo de longo prazo a estabilização das concentrações de gases com efeito de estufa (GEE) na atmosfera a um nível que evite uma interferência antropogénica perigosa no sistema climático.

O primeiro passo foi dado com a assinatura do Protocolo de Quioto o primeiro e único tratado jurídico internacional que explicitamente pretendeu limitar as emissões de

gases com efeito de estufa dos países desenvolvidos. Como Protocolo à Convenção Quadro das Nações Unidas sobre as Alterações Climáticas (UNFCCC), herda daquela os princípios fundamentais do regime climático, em particular o princípio das responsabilidades comuns, mas diferenciadas.

A partir dessa altura têm vindo a ser realizadas várias outras cimeiras internacionais com vista à redução das emissões de gases de efeito de estufa, destacando a 21ª Conferência das Nações consignatárias da Convenção Quadro das Nações Unidas sobre Alterações Climáticas (COP21) realizada em 2015 em Paris que estabeleceu objetivos como reduzir a emissão de GEE's e minimizar o desmatamento, a partir de 2020 (EULER, 2016) e a atual que está precisamente a decorrer em Madrid no momento em que se está a finalizar esta tese.

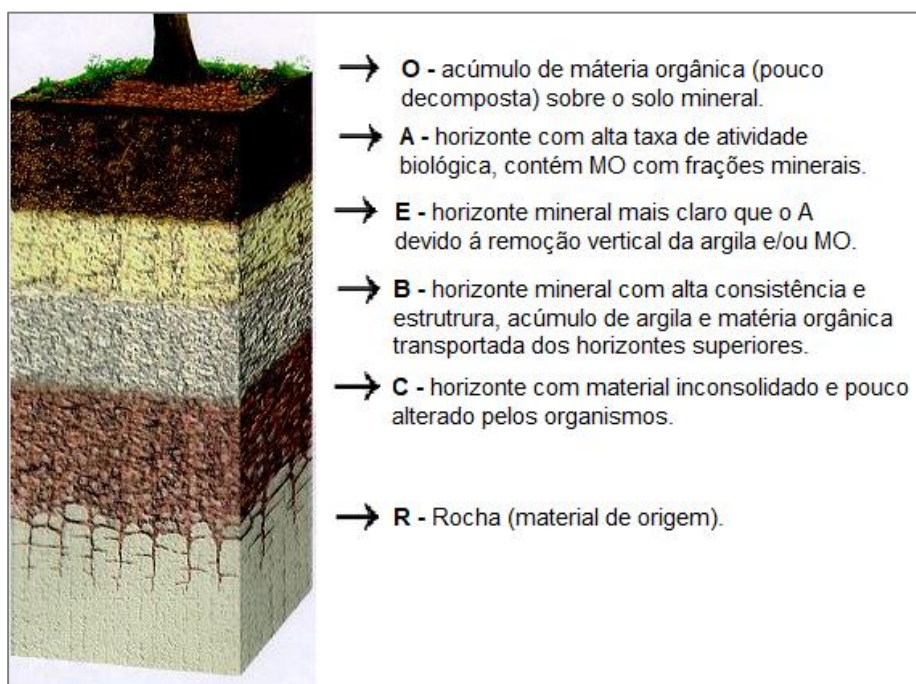
### 2.3 O CARBONO DO SOLO

Essencial à existência do ecossistema, o solo apresenta características várias e complexas, as quais variam de acordo com as condições climáticas a que está sujeito. A sua composição compreende parâmetros físicos, químicos e biológicos, responsáveis pela regulação e crescimento de vegetais fundamentados nas taxas de fluxo de hídrico, nutrientes e oxigénio que são disponibilizadas para absorção das raízes (DORAN et al., 1996).

O solo é um sistema complexo formado por transferência de matéria e energia com os sistemas que o rodeiam, apresentando características diversas em função de múltiplos fatores ambientais. O armazenamento e a fixação de carbono no solo são processos dependentes das condições edafoclimáticas da região, em particular a quantidade de matéria orgânica (M.O.) disponível, o relevo, a exposição solar, entre muitos outros fatores (FALLOON et al., 2007). Além disso, a classe do solo é outro fator determinante do potencial de armazenamento de carbono, variando de acordo com a proporção de argila que o compõe. De facto, quantidades maiores de argila aumentam a capacidade de armazenamento de C, enquanto quantidades menores retêm menos quantidade de material de carbono (ZINN et al., 2002).

Como se ilustra na Figura 2, em termos de perfil vertical, verifica-se que com o aumento da profundidade nos solos, o conteúdo de carbono tende a diminuir. Na verdade, o carbono do solo apresenta-se em quantidades superiores na camada superficial, sofrendo uma redução exponencial à medida que a profundidade aumenta. Esta situação

é explicada pela presença de materiais residuais vegetais, como galhos, folhas, casca, raízes e frutos nas camadas mais superficiais do solo (FONSECA, 1984). Sistemas com diferentes ocupações do solo possuem uma variabilidade muito grande de potencial e armazenamento de C, decorrente das distintas disponibilidades de material orgânico. Este fator caracteriza usos do solo que possuem maior capacidade de retenção de húmus, como mais sustentáveis, do ponto de vista ecológico (MIELNICZUK et al., 2003; CARVALHO et. al, 2010).



**Figura 2 - Esquema da composição das camadas do solo.**

**Fonte: Adaptado CTAHR, 2012.**

Alguns aspectos dos solos são fundamentais para estabelecer uma relação direta com a capacidade do mesmo em sequestrar Carbono. A textura é uma das características que mais influenciam nesse processo, pois, os solos que possuem uma textura mais fina e, conseqüentemente, um elevado teor de argila são os que mais carbono concentram. Conforme Paustian (2014), a quantidade de argila interrelacionada com a textura e os componentes minerais são os principais determinantes da capacidade de saturação do solo. Esta relação de saturação trata-se dos solos com abundância de materiais minerais. No entanto, quando se refere aos solos orgânicos, a decomposição é via arejamento, devido a um lençol freático alto e persistente que inibe a difusão de oxigênio no solo. Sendo assim, a capacidade de armazenamento de carbono orgânico será condicionada

pelas profundidades na qual a matéria orgânica se pode acumular na zona saturada, que é principalmente determinada por fatores topográficos e hidrológicos (HUANG et al., 2012).

Outra questão observada é que, em geral, a distribuição espacial do carbono do solo é influenciada pelas variáveis relacionadas com a topografia. HUANG et al., (2012) afirma que, a compreensão acerca dos fatores que alteram a distribuição desse elemento num dado perfil de solo, permite quantificar a fertilidade do mesmo. Por outro lado, os solos que apresentam uma fração considerável de matéria orgânica, são solos extremamente especiais, pois são ricos em húmus e denominam-se de histossolos, e esses também podem conter enormes quantidades de carbono ao longo do seu perfil e profundidade (CHUNG et al., 2010). O teor de carbono orgânico dos solos é em grande parte determinado pelo equilíbrio entre as emissões de CO<sub>2</sub>, em decorrência da decomposição dos processos e a quantidade de carbono adicionado aos solos através da matéria orgânica (PAUSTIAN, 2014).

Entretanto, consideradas as principais responsáveis pelas maiores taxas de depósitos de carbono no solo, as florestas desempenham papéis importantes na abundância de matéria orgânica nos horizontes de decomposição do solo, principalmente nos superficiais. O armazenamento do C orgânico no solo é elementar para o funcionamento do seu ciclo na atmosfera, por isso, considera-se que o solo apresenta o maior reservatório de carbono terrestre, com capacidade entre duas ou três vezes superior de retenção do composto quando comparado com a capacidade da vegetação (FONSECA et al., 2018).

#### 2.4 O BALANÇO DE DIÓXIDO DE CARBONO À SUPERFÍCIE DE ECOSISTEMAS TERRESTRES

O transporte vertical de uma determinada substância ou composto químico entre a superfície e a atmosfera pode ser unidirecional, ocorrendo no sentido descendente (i.e., da atmosfera para a superfície) ou ascendente (i.e., da superfície para a atmosfera) ou ser bidirecional (i.e., ocorre em ambos os sentidos). O sentido do fluxo é regido pela capacidade que o ecossistema tem em atuar como fonte (i.e. liberta carbono e não absorve ou liberta mais do que absorve num determinado período de tempo) ou sumidouro (absorve e armazena carbono ou absorve mais do que liberta num determinado período de tempo), dessa substância ou composto (AIRES, 2007).

Além disso, um dado ecossistema pode comportar-se como fonte num dado momento e como sumidouro noutra. Por exemplo, uma planta saudável é um sumidouro de carbono quando absorve CO<sub>2</sub> do ar e armazena-o em novas folhas e raízes e num caule que vai crescendo gradualmente. No entanto, uma planta pode tornar-se uma fonte de carbono se a quantidade de CO<sub>2</sub> que é libertada exceder a quantidade absorvida, como pode acontecer se a planta for utilizada como alimento por um herbívoro ou se o CO<sub>2</sub> for enviado de volta à atmosfera por decomposição ou fogo.

Para o caso do transporte vertical do dióxido de carbono em ecossistemas terrestres, o sentido e a magnitude do seu transporte são regidos pela ação de dois processos já referidos anteriormente, a fotossíntese, também designada por produtividade primária bruta do ecossistema (PPBE), e a respiração do ecossistema (Reco), os quais actuam como sumidouro e fonte de dióxido de carbono, respetivamente. O balanço entre estes dois processos é designado por produtividade líquida do ecossistema (PLE) ou balanço de dióxido de carbono no ecossistema, matematicamente definido pela seguinte expressão (e.g. AIRES, 2007, SINGH et al., 2019):

$$PLE = PPBE - Reco \quad (\text{Eq. 1})$$

Se a PLE for positiva, significa que a PPBE é superior à Reco e, portanto, o ecossistema atua como sumidouro de dióxido de carbono. Se a PLE for negativa, significa que o ecossistema atua como fonte. Todavia, em termos de transferência de dióxido de carbono entre um ecossistema e a atmosfera, a PLE é normalmente substituída pela transferência líquida de dióxido de carbono entre o ecossistema e a atmosfera ou simplesmente Transferência Líquida do Ecossistema (TLE), de valor absoluto igual à PLE, mas de sinal contrário:

$$TLE = -PLE = Reco - PPBE \quad (\text{Eq. 2})$$

O facto de a TLE ter o sinal contrário da PLE resulta de que a TLE se baseia numa perspectiva atmosférica, isto é, de valor negativo quando a atmosfera está a perder dióxido de carbono e de valor positivo quando está a receber esse gás. A TLE pode ser expressa em g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> ou em g C m<sup>-2</sup>, sendo neste último caso referida como transferência de carbono e não transferência de dióxido de carbono. A troca líquida de carbono é

fundamental para compreender o balanço de carbono de um ecossistema (MORTON e HEINEMEYER, 2018).

Uma vez conhecidos os dois processos que determinam o balanço de dióxido de carbono num ecossistema e, portanto, a transferência de dióxido de carbono entre o ecossistema e a atmosfera, passa-se a seguir a apresentar a sua descrição, sobretudo dos factores que os controlam.

#### 2.4.1 Fotossíntese ou produtividade primária bruta

Como já foi referido anteriormente (ponto 2.1), a fotossíntese é o processo físico-químico pelo qual as plantas usam energia solar para sintetizar os seus compostos orgânicos. Este processo ocorre numas estruturas das plantas designadas por cloroplastos e consiste basicamente na fixação de  $\text{CO}_2$  atmosférico, necessário à produção de hidratos de carbono, e na libertação de oxigénio para a atmosfera.

Existem três processos diferentes que as plantas usam para fixar carbono durante o processo de fotossíntese, designados por C3, C4 e CAM. Cerca de 85% das plantas na Terra usam a via C3 para fixar carbono através do Ciclo de Calvin (WANG et al., 2012). Algumas espécies comuns de plantas C3 são o espinafre, amendoim, algodão, trigo, arroz, cevada e a maioria das árvores e gramíneas. Nas plantas C3, a enzima Rubisco (bisfosfato carboxilase de ribulose/oxigenase) causa uma reação de oxidação na qual parte da energia usada na fotossíntese é perdida através de um processo conhecido como fotorrespiração. O resultado é uma redução de cerca de 25% na quantidade de carbono fixada pela planta, que é devolvida à atmosfera na forma original (SAGE et al., 2012).

As vias de fixação de carbono (i.e., remoção do dióxido de carbono atmosférico e sua transformação em moléculas orgânicas, como carboidratos) usadas pelas plantas C4 e CAM, diferem da via de fixação usada pelas plantas C3, pelo facto das primeiras incluírem etapas para ajudar a concentrar e reduzir a perda de carbono durante o processo (SAGE et al., 2012; SINGH et al., 2012).

A fotossíntese C3 e C4 são os dois tipos de fotossíntese comuns nas latitudes médias. O conhecimento destes dois tipos de fotossíntese é importante para se entender como varia a capacidade das plantas C3 e C4 fixarem dióxido de carbono. De um modo geral, o mecanismo de isolamento do  $\text{O}_2$  da rubisco permite às plantas C4 assimilar mais  $\text{CO}_2$  do que as plantas C3, principalmente em condições de temperaturas mais elevadas, onde a fotorrespiração das plantas C3 é favorecida (LEEGOOD, 1996). A fixação de  $\text{CO}_2$

por unidade de radiação fotossinteticamente activa recebida ( $\alpha$ ,  $\text{mmol mmol}^{-1}$ ), nas plantas C3, varia largamente em função da temperatura do ar (devido aos seus efeitos sobre a fotorrespiração). A uma temperatura de 15 °C, o  $\alpha$  das plantas C3 pode rondar os 0,07, mas a temperaturas mais elevadas (40 °C) pode reduzir-se aos 0,04 (LEEGOOD, 1996). Nas plantas C4, o  $\alpha$  é praticamente constante (aprox. 0,054) a diferentes temperaturas, intensidades de radiação e concentração de CO<sub>2</sub>. Isto demonstra, claramente, que as plantas C3 têm vantagem a temperaturas mais baixas e as C4 a temperaturas mais altas. De facto, a distribuição das espécies C3 e C4 é muito influenciada pelas temperaturas do ar, existindo predominância de espécies C4 em ambientes com temperaturas diurnas superiores a 30 °C (EHLERINGER et al., 1997).

As taxas fotossintéticas são influenciadas por diversos fatores de uma forma direta ou indireta. A condutância estomática tem um papel determinante no controlo da transferência de CO<sub>2</sub> (AIRES, 2007). A transferência de CO<sub>2</sub> e de outras substâncias como o vapor de água, da atmosfera para o interior da planta ocorre através de umas estruturas especializadas existentes nas folhas das plantas – os estomas – cujo comportamento de abertura e fecho é determinado por diversos fatores como a radiação fotossinteticamente activa (PAR), o estado hídrico das folhas, défice de pressão de vapor (MANSFIELD, 1985).

A fotossíntese não responde directamente ao défice de pressão de vapor do ar. Porém, como o aumento do défice de pressão de vapor do ar leva geralmente a uma redução da condutância estomática (KAPPEN et al., 1994), a fotossíntese sofre igualmente uma redução sem que haja uma relação direta com esse parâmetro (JARVIS e MORRISON, 1981; SHIBUYA et al. 2018).

Relativamente a estado hídrico das folhas, há evidências científicas de este ser um dos factores mais importantes no controlo da fotossíntese. Um baixo potencial hídrico pode resultar da falta de água no solo e/ou elevadas taxas de evapotranspiração. Todavia, apesar da fotossíntese poder ser directamente reduzida face a baixos potenciais hídricos nas folhas, a sua redução parece ser mais um resultado do fecho parcial, ou total, dos estomas nessas condições (JARVIS e MORRISON, 1981).

O índice de área foliar é outro fator importante dado que apresenta, normalmente, uma variação sazonal na maior parte dos ecossistemas, pelo que é esperada uma assimilação de dióxido de carbono superior nos períodos com maior índice de área foliar. A produção de biomassa da parte aérea nos ecossistemas pode variar de ano para ano, de

acordo com a variação da quantidade de precipitação. Para a maior parte das situações, a maior produção de biomassa da parte aérea ocorre em anos húmidos, o que sugere que o índice de área foliar também é superior em anos húmidos e, portanto, nesses anos o PPBE tende a ser superior (FLANAGAN et al., 2002).

#### 2.4.2 Respiração do ecossistema

Uma forma de se estudar a respiração do ecossistema é dividi-la em respiração acima do solo e respiração do solo. A respiração acima do solo compreende a respiração autotrófica da parte aérea das plantas e a respiração heterotrófica de todos os organismos existentes acima do solo. A respiração da parte aérea das plantas inclui também o dióxido de carbono libertado para a atmosfera, devido à fotorrespiração, no caso das plantas C3. A disponibilidade de substrato, ou de hidratos de carbono produzidos durante a fotossíntese, tem sido vista como o principal controlador das taxas de respiração das plantas (REES, 1994; ATKIN et al., 2006). Por isso, os controlos da fotossíntese, anteriormente discutidos, podem ser entendidos como controlos indirectos da respiração celular das plantas.

##### 2.4.2.1 Respiração acima do solo

Acima do solo, os organismos heterotróficos existentes podem consistir em pequenos animais, grandes animais (no caso dos ecossistemas pastoreados) e num conjunto de macro e microrganismos. Os pequenos animais existentes à superfície podem, talvez, não contribuir muito para a respiração do ecossistema. Contudo, os grandes animais, podem exercer uma influência significativa na respiração do ecossistema, não só pela sua respiração, mas porque alteram a composição e estrutura da vegetação (LECAIN et al., 2000).

Os macro e microrganismos existentes acima do solo colonizam, essencialmente, as plantas, e podem estar envolvidos na decomposição de parte da biomassa das plantas. A sua contribuição para a respiração do ecossistema pode também não ser muito significativa, pois quando comparados com os organismos existentes no solo estão em muito menor número. A sua presença nas plantas depende muito do tipo de planta, dos exsudados das folhas, mas também de factores ambientais, tais como a humidade e a temperatura do ar, como referido em AIRES (2007).

#### 2.4.2.2 *Respiração do solo*

A respiração do solo é a maior componente da respiração do ecossistema, e pode ser definida como a soma da respiração das raízes com a respiração dos organismos existentes no solo e a libertação de CO<sub>2</sub> durante a pedogénese (RYAN e LAW, 2005; SCHULZE, 2006). Uma vez que a respiração do solo é a maior componente da respiração do ecossistema, os factores que afectam a respiração do solo tem um controlo efectivo sobre a respiração do ecossistema.

Na decomposição da matéria orgânica, dos resíduos existentes no solo, as bactérias e os fungos são os organismos mais importantes, embora protozoários, nematódeos, micro-artópodos, anelídeos, entre outros, também contribuem em função das condições prevalentes em cada momento (BOTELHO DA COSTA, 1995).

Em florestas, a contribuição anual da respiração do solo para a respiração do ecossistema anda na ordem dos 70%, em média (YUSTE et al., 2005). A respiração das raízes e micorrizas associadas contribui normalmente com cerca de 50% para a respiração anual do solo em florestas (LEE et al., 2005). A maior parte da restante contribuição está associada à respiração heterotrófica relativa à decomposição da matéria orgânica recentemente produzida (GIARDINA et al., 2004). A restante, cerca de 10% da respiração anual do solo, resulta da decomposição da matéria orgânica mais estável (TRUMBORE, 2000; GIARDINA et al., 2004).

Rustad et al. (2000) e Raich e Tufekcioglu (2000) sumarizam os factores que influenciam ou controlam a respiração do solo, dos quais se destacam a temperatura e a humidade do solo, a vegetação e qualidade do substrato, a produtividade primária bruta, a densidade de raízes, a disponibilidade de substrato para os organismos do solo, as características físicas e químicas do solo, a população e a dinâmica da comunidade de organismos existentes tanto acima do solo, como no solo, e a gestão do ecossistema (ex. queimadas, pastoreio, etc.), entre outros. Em síntese, o processo de respiração do solo é resultado de factores bióticos e abióticos, que propiciam ou inibem as trocas gasosas das raízes e dos microrganismos (ZANCHI et al., 2009). Muitos destes factores variam sazonalmente e anualmente, e podem ser directa e indirectamente influenciados pelas práticas de gestão do solo.

A respiração do solo geralmente aumenta à medida que a temperatura do solo aumenta até atingir uma temperatura máxima de 35-40 °C, altura em que começa a

declinar (FANG e MONCRIEFF, 2001). Contudo, a sensibilidade da respiração do solo à temperatura do solo é superior para temperaturas do solo mais baixas (LLOYD e TAYLOR, 1994). Por exemplo, em condições de abundância de água no solo, estes autores verificaram que um aumento da temperatura do solo de 0 para 1 °C, levou a um aumento de 22% da respiração do solo, enquanto um aumento de 25 para 26 °C, apenas incrementou a respiração do solo em 5%.

A temperatura do solo também pode influenciar indiretamente a respiração do solo, através dos seus efeitos na matéria orgânica dissolvida e no transporte de oxigênio no solo (PINEMAP, 2012). Esse transporte e difusão é importante para o metabolismo microbiano e é influenciado pelo conteúdo de água do solo. À medida que a temperatura aumenta, o teor de água e a difusão podem diminuir, diminuindo assim as taxas de respiração do solo. As atividades de manejo que deixam uma vegetação viva e não competitiva e/ou detritos de colheita distribuídos uniformemente pelo local podem servir para moderar os extremos da temperatura do solo e beneficiar a saúde do solo.

Variando de acordo com as condições edafoclimáticas locais, a temperatura apresenta, geralmente, um perfil vertical decrescente, ou seja, temperaturas mais elevadas à superfície e menores nas camadas mais profundas, até atingir a estabilização (CARNEIRO, 2014). Esta dinâmica de troca de calor no solo é importante em resultado do papel que a temperatura desempenha no sistema: síntese de processos fisiológicos como a germinação de sementes, movimentação de água nos perfis do solo e difusão dos gases (REICHARDT e TIMM, 2004).

A humidade do solo é outro componente importante que influencia a respiração do solo. Em geral, a respiração do solo é baixa em condições secas, atinge o máximo em níveis intermediários de humidade do solo e diminui quando se atingem níveis elevados de humidade, porque o oxigênio se torna limitador e as condições anaeróbias dominam (FANG & MONCRIEFF, 2001). Desta forma, o teor ideal de água geralmente fica próximo da capacidade de campo, porque os espaços de macroporos são cheios de ar, facilitando a difusão de oxigênio, e os espaços de microporos são cheios de água, permitindo a difusão da matéria orgânica dissolvida. As atividades de preparação do local, como a presença de uma cama orgânica superficial e as mobilizações do solo podem conduzir ao aumento da respiração do solo e facilitar o desenvolvimento das raízes e o vigor das árvores. A aplicação de herbicidas pode ter uma grande interferência nos organismos bióticos que habitam o sistema e são responsáveis por grande parte do

processo de respiração. Todavia, a eficiência deste processo é avaliada a partir da maior visibilidade de incorporação de carbono no solo e menores perdas de CO<sub>2</sub> na respiração (REIS et al., 2008).

A matéria orgânica do solo (MOS) é composta de várias formas raízes mortas e deterioradas e organismos do solo e secreções de compostos das raízes. A MOS fornece alimento e habitat para a fauna e microrganismos do solo, portanto, a qualidade e a quantidade da MOS têm um impacto direto na taxa de decomposição e na respiração do solo (PINEMAP, 2012). A MOS é central para o funcionamento de muitos processos físicos, químicos e biológicos no solo, como rotatividade de nutrientes, retenção e disponibilidade de nutrientes, resistência à erosão, arejamento e retenção e disponibilidade de humidade.

Os resíduos florestais e os insumos de matéria orgânica podem não ter valor de mercado, mas é importante considerar esses insumos, pois representam uma grande fonte de nutrientes. Quando os resíduos florestais são removidos, a perda de alguns nutrientes pode ser substituída pela fertilização, mas as muitas funções da MOS não podem. A saúde do solo, a produtividade do solo a longo prazo e a respiração do solo melhoram com o aumento da matéria orgânica do solo; portanto, as abordagens de gestão que retêm matéria orgânica uniformemente sobre o local e otimizam as entradas de matéria orgânica no solo ajudam a manter a produtividade do solo a longo prazo.

Solos altamente férteis, com elevado teor de nutrientes, geralmente estão associados a altas taxas de crescimento das plantas. Altas taxas de crescimento podem resultar em taxas ótimas de respiração do solo (PINEMAP, 2012). Por outro lado, o baixo status de nutrientes do solo pode diminuir as taxas de crescimento e as taxas de respiração do solo. Atividades de manejo como controlo de plantas daninhas podem diminuir a respiração e o C do solo, mas ainda podem beneficiar o crescimento das árvores. A aplicação de herbicidas ou o fogo prescrito poderiam ser usados para reduzir a competição de espécies não madeireiras, e o desbaste da floresta reduziria a competição intraespecífica por nutrientes do solo.

A textura do solo, a aparência do solo, influencia igualmente a respiração do solo. A textura do solo é determinada pelas proporções de argila, areia e partículas de lodo, que também determinam a estrutura e a porosidade do solo. A porosidade do solo pode determinar a capacidade do solo de armazenar nutrientes, reter água, movimentar água, difundir gás e, finalmente, manter sua fertilidade a longo prazo. Geralmente, solos

argilosos ou compactados limitam a difusão de gases como oxigênio e dióxido de carbono e têm taxas de respiração mais baixas do que outras classes de textura. Yiqi e Zhou (2010) afirmam que, um solo com alto teor de argila mantido em um estado seco por um determinado período de tempo, quando é novamente humedecido, eleva a produção e o fluxo de CO<sub>2</sub>.

Recentemente, tem sido reconhecido que a produtividade primária bruta, ou a fotossíntese, pode ter um elevado controle sobre a respiração do solo (RYAN e LAW, 2005), podendo, até ser o principal determinante (JANSSENS et al., 2001). A produtividade primária bruta determina não só a disponibilidade de substrato para a respiração autotrófica das raízes, mas também para a respiração heterotrófica de todos os organismos do solo, quer por regular a quantidade de exsudados das raízes, quer por regular a quantidade de resíduos disponíveis no solo. Os factores anteriores, humidade e temperatura do solo, também influenciam a produtividade primária bruta (RYAN e LAW, 2005). Portanto, torna-se por vezes difícil separar os efeitos, quer da temperatura e humidade, quer da produtividade, sobre a respiração do solo. Não obstante, parece evidente que a respiração do solo é estritamente dependente da disponibilidade de substrato, o qual provém, quase na sua totalidade, da produtividade das plantas.

Normalmente, assume-se que a taxa de dióxido de carbono que sai do solo é essencialmente o reflexo da sua produção biológica. Todavia, o solo funciona como um reservatório de CO<sub>2</sub> (armazenando CO<sub>2</sub> nos espaços intersticiais do solo, nos resíduos e na neve, quando presente), o qual, por vezes, pode ser facilmente perturbado, ou alterado, levando a fluxos não representativos da actual produção biológica de CO<sub>2</sub> (RYAN e LAW, 2005). Estes autores referem ainda que a flutuação de alta-frequência da pressão atmosférica, induzida essencialmente pela turbulência atmosférica e pela variação da velocidade do vento, a remoção do ar dos espaços intersticiais do solo, após eventos de precipitação ou derretimento de neve, e a criação de uma barreira à difusão dos gases no solo devido à chuva, são os principais mecanismos que alteram a quantidade de dióxido de carbono armazenado no solo.

Os microrganismos, também chamados de biomassa microbiana, são relevantes para a atividade química do solo. A consequência da sua presença é associada à maior quantidade de matéria orgânica, retenção de água, fluxo de CO<sub>2</sub> e difusão de oxigênio. Desta forma, são encontrados valores superiores de respiração nas camadas mais

superficiais do solo (Figura 2), por conta do maior índice de M.O. (SILVA et al., 2007; JIA et al., 2013; RIBEIRO, 2016).

A respiração do ecossistema pode variar sazonalmente, essencialmente de acordo com a variação da temperatura, humidade do solo e fotossíntese. Numa base anual, a respiração de um ecossistema está geralmente associada a factores, tais como a temperatura média anual, a quantidade de precipitação e a produção de biomassa (muito dependente da precipitação). No caso das pastagens, a redução da quantidade de precipitação pode levar a uma redução da produtividade e, portanto, a uma redução da respiração do ecossistema.

Por exemplo, Nagy et al. (2007) verificaram que num ano seco a respiração de uma pastagem semi-natural, na Hungria, foi consideravelmente menor quando comparada com a respiração de um ano húmido subsequente, onde a produção de biomassa foi superior. Apesar da quantidade de precipitação poder ser um factor importante na definição da respiração anual de um prado ou pastagem, o padrão de distribuição, ou timing, da precipitação, pode ter também uma elevada influência (HARPER et al., 2005).

Na interação solo-vegetação, os processos que regulam as transformações, fluxos e dinâmica dos elementos químicos são interdependentes e influenciados pelo armazenamento e frações de carbono e das modificações ocorridas na matéria orgânica. Por isso, um decréscimo da presença e da qualidade da matéria orgânica afeta a qualidade do solo, eleva o potencial de erosão e a compactação, modifica o fornecimento de água e nutrientes e reduz a atividade biológica. Provavelmente de todas as características ligadas ao solo, o teor de matéria orgânica é aquele que se relaciona positivamente com as propriedades funcionais determinantes da qualidade do solo e, assim, com a produtividade, sustentabilidade e integridade ambiental dos ecossistemas terrestres (SIQUEIRA et al., 2008).

## 2.5 USOS E PRÁTICAS DE GESTÃO DO SOLO

A ocupação e o uso do solo são variáveis determinantes para as características dinâmicas das camadas que compõem os horizontes do solo, decorrente de inúmeras variáveis que atuam no sistema: profundidade e morfologia das raízes; quantidade de matéria orgânica (folhas, galhos, frutos, etc.) na superfície; metabolismo da cultura; sistema de gestão; entre outros. A análise da qualidade hídrica, é, por inúmeras vezes, um

eficiente parâmetro para avaliação das técnicas de gestão aplicadas na área (PONTES et al., 2012).

Considerando os parâmetros físicos, a preparação do solo é considerada como a atividade que mais interfere nas suas propriedades estruturais (HAMZA e ANDERSON, 2005).

Práticas de gestão menos invasivas às propriedades estruturais do solo são classificadas como mais sustentáveis, considerando a maior potencialidade de armazenamento de carbono em áreas com o revolvimento mínimo das camadas superficiais. Além disso, culturas com maiores índices cobertura do solo com matéria orgânica, favorecem a síntese destes materiais à carbono fixado, decorrente a ação dos microrganismos (VEZZANI e MIELNICZUK, 2010). Os sistemas de manejo do solo que favorecem o seu revestimento superficial contribuem para a sua reestruturação e conservação, tornando-o mais fértil e drenado (STEFANOSKI et al., 2013). Assim, o solo apresenta-se com uma capacidade de armazenamento estável de carbono aproximadamente três vezes superior quando comparado com a vegetação e a atmosfera, quando são utilizadas técnicas adequadas à produção e preservação do sistema (KÖCKY et al., 2015).

Dados recentes demonstram existir uma maior concentração de carbono orgânico no solo (COS) em mata nativa, quando comparado com solos de pastagem ou cultivares anuais. De igual modo, há evidências científicas de que a densidade do solo é inversamente proporcional à quantidade de COS presente, podendo-se concluir que a compactação do solo resultante de intervenções antrópicas contribui negativamente para a capacidade de fixação de carbono no solo (VIANA et al., 2011).

As avaliações do teor de carbono em distintos sistemas de gestão do solo são importantes para a compreensão da dinâmica dos fatores envolvidos nos processos, embora a caracterização da quantidade de carbono orgânico total (COT) apresente uma baixa variabilidade espacial e temporal em áreas de reduzida dimensão e em períodos de tempo curtos. Deste modo, são utilizados outros parâmetros como a quantificação de biomassa microbiana, como alternativa para determinar os efeitos da gestão do solo (MONTEIRO e GAMA-RODRIGUES, 2004).

Culturas que promovam uma maior entrada de material orgânico (folhas, frutos, cascas, flores etc.) tendem a favorecer a acumulação de carbono da fração leve (CFL), o qual possui características variáveis de acordo com a sua distribuição espacial e ao longo

do período do ano (CRISTENSEN, 2002). Estas características são importantes para o metabolismo dos microrganismos, por conta da sua complexidade estrutural, além de atuarem como um indicador de qualidade no que diz respeito à preservação das condições naturais do solo face à gestão adotada (ROSCOE e MACHADO, 2002).

O solo é fundamental para a subsistência dos seres humanos, uma vez que fornece elementos básicos para o metabolismo de produtores primários da cadeia trófica dos animais. Daí que as interações antropogênicas com o ecossistema são determinantes para as características físicas, químicas, morfológicas e biológicas do solo, sendo, por isso, necessário reflexões que considerem a sua utilização e preservação de forma responsável e sustentável, garantindo a manutenção das suas funções para as novas gerações (DE GROOT et al., 2010).

## 2.6 SISTEMAS AGROFLORESTAIS

A produção agrícola sofreu um aumento considerável de produtividade, devido ao desenvolvimento tecnológico, utilização de defensivos agrícolas, de plantas geneticamente modificadas e técnicas de gestão do solo com a utilização de fertilizantes (OCTAVIANO, 2010). Além disso, a monocultura tornou-se corriqueira na maioria das propriedades agrícolas, pois os processos eram facilitados e uniformes, quando havia apenas interferência de uma variável, desde o preparo do solo à colheita (CARVALHO e MARIN, 2011).

Em meados da década de 1960, houve uma modernização da agricultura com a incorporação de sistemas tecnológicos que propiciaram, principalmente, o crescimento da taxa de produção de grãos e cereais. Este processo foi denominado “Revolução Verde”, provindo dos Estados Unidos e parceria com a Organização das Nações Unidas (ONU), o qual surgiu com o objetivo de combater a fome no mundo (BARROS, 2010).

A tecnologia disponibilizada à agricultura propiciou a evolução das técnicas de produção de diversas culturas, acarretando uma maior eficiência do uso do solo, quantidade de plantas/m<sup>2</sup> e homogeneidade do plantio. Isto contribuiu para a diminuição dos preços da alimentação e para a maior qualidade de vida dos produtores e consumidores (MATOS, 2010). Embora os benefícios da Revolução Verde tenham sido comprovados, há estudos sobre a avaliação dos impactes deste processo que consideram não apenas a economia, mas todo o contexto global, que a modernização agrícola acarretou (MOREIRA, 2000; CONWAY, 2003).

Sistemicamente, de forma natural, a paisagem apresenta equilíbrio por conta de seus componentes que desempenham funções específicas e imprescindíveis ao ambiente. A partir da monocultura, tem-se a perda de benefícios ecossistêmicos a níveis de fauna e flora, pois há mudanças drásticas nas cadeias tróficas por conta da polinização e disponibilidades de alimentos (FERREIRA e VIOLA, 1996). O processo da Revolução Verde realçou a extinção de espécies de insetos, animais e vegetais por conta da seleção de métodos e produtos agrícolas que possuíam maior interesse económico e rentabilidade, porém, pouca eficiência do ponto de vista ambiental (ZANBERLAM e FRONCHETI, 2001).

Conceituando com parâmetros de ambiência, a diminuição do dinamismo agrícola, caracterizado pela utilização de monoculturas, e utilização super extrativista sem gestão adequada, contribui para a redução de fitomassa depositada no solo e, desta forma, com a ciclagem natural de nutrientes. Esta cadeia de consequências gera necessidades de reposição de elementos de fertilidade ao solo, regulagem do pH e demais insumos imprescindíveis ao crescimento das plantas. Com isto, o processo de lixiviação destes materiais é uma realidade em grande parte das propriedades, as quais não possuem quantidade suficiente e recomendada de mata ciliar em torno de lagos e rios, acarretando a eutrofização destes meios (SCHROTH et al., 2002).

A conservação do solo é fundamental para que determinada área mantenha as suas características sustentáveis, contemplando, assim, todos os princípios requeridos: “ecologicamente correto”, “economicamente viável” e “socialmente justo”. Sistemas agroflorestais (SAF’s) têm sido implementados em regiões com difícil acesso e que não possuem viabilidade na utilização de insumos terceirizados, trazendo benefícios de preservação da fauna e flora, além das características naturais dos solos locais (BREMAN e KESSLER, 1997).

Sistemas agroflorestais são caracterizados pela utilização de espécies com crescimento secundário no uso e ocupação do solo, que podem ser atreladas a culturas anuais, herbáceas e/ou animais, e são distribuídas espacialmente de forma estratégica, considerando os aspectos de interceptação da radiação solar nas espécies que são heliófilas e umbrófilas, criando um processo de sucessão e regeneração ecológica “mais próximo ao natural” (ABDO et al., 2008). Estes ainda podem ser categorizados de acordo com a sua utilização e finalidade, considerando os aspectos ambientais e financeiros, classificando-os assim como protecionistas ou produtivos, sofrendo ainda com sub-

nomenclaturas quando pertencentes do segundo grupo: comerciais, intermediários ou subsistências, de acordo com a destinação dos produtos produzidos (SANTOS, 2000).

Mesclando as culturas de interesse, as características do solo são conservadas e incrementadas, de acordo com o acúmulo de matéria orgânica, a qual forma uma manta sob a superfície, trabalhando como um catalisador de reações químicas e retenção de micronutrientes. Ademais, as interações ecológicas são melhoradas quando há um bom planejamento, trazendo múltiplos benefícios aos vegetais presentes, assim como aos animais e agentes entomológicos (VALLADARES-PÁDUA, 2002).

Há a finalidade de obtenção do maior potencial efetivo de uma área, a necessidade de planejamento para implementação de sistemas agroflorestais com espécies que contribuam complementarmente os requerimentos nutricionais da produção, além de haver distinção em sua morfofisiologia (FERNANDES et al., 1994). As consequências econômicas são frutos das interações ecológicas concomitantes do sistema, atribuindo um *feedback* ao delineamento inicialmente proposto (DANIEL et al., 2000).

Armazenamento de carbono presente em regiões com menor índice de estabilidade (pastagem e plantios convencionais) são inferiores aos que se encontram em áreas de sistemas agroflorestais e florestas nativas, decorrente da maior cobertura do solo, provindo dos materiais acumulados na manta morta, e diminuição do potencial de lixiviação e erosão (ALVES et al., 2011; LIMA et al., 2011; LOURENTE et al., 2011).

A produtividade biológica é um parâmetro utilizado para avaliar a qualidade do ambiente, considerando os princípios das características e propriedades da água, solo, saúde da fauna e flora que habitam o meio. Assim, considerando a asseveração, os SAF's apresentam resultados mais eficientes em termos de conservação de atributos químicos, físicos e morfológicos do solo, se comparados com procedimentos de queima e corte raso (LIMA et al., 2011). Essa prática milenar foi reincorporada no uso moderno do solo, em decorrência dos impactes ambientais e sociais adversos dos sistemas de monocultura com uso intensivo de insumos que foram promovidos na produção agrícola e florestal comercial (NEWMAN, 2018).

Solos sob práticas agroflorestais promovem diversos serviços ecossistêmicos. Esses sistemas funcionam como verdadeiros sumidouros de CO<sub>2</sub>, armazenando carbono e, desempenhando um importante papel no serviço de regulação que ajuda a minimizar os efeitos do aquecimento global e pode aumentar a produtividade do solo (UDAWATTA et al., 2017). Demais critérios podem ser utilizados à conjectura de eficiência do manejo

e saúde do solo, como, por exemplo, a caracterização das condições microbiológicas (LOURENTE et al., 2011).

### **3. MÉTODOS DE QUANTIFICAÇÃO DE FLUXO DE DIÓXIDO DE CARBONO**

Neste capítulo apresenta-se uma breve revisão dos métodos de medição de fluxos de CO<sub>2</sub> que têm vindo e continuam a ser aplicados em múltiplos estudos científicos, como os métodos micrometeorológicos e os métodos da caixa. Algumas das principais vantagens e limitações de cada uma destas metodologias serão também discutidas.

#### **3.1 VISÃO GERAL SOBRE METODOLOGIA EXISTENTES E SUA EVOLUÇÃO**

Investigadores de várias áreas científicas, micrometeorologistas, fisiologistas, ecologistas, entre outros, procuraram, ao longo dos anos desenvolver metodologias capazes de quantificar as trocas gasosas entre a superfície terrestre e a atmosfera. Baldocchi et al. (1988), reporta que os primeiros estudos, com quase um século de existência, recorreram à designada metodologia da caixa com o propósito de medir a respiração do solo. Esta metodologia foi a única usada de forma consistente até à década de oitenta do sec. XX e ainda hoje continua a ser a mais ou uma das mais utilizadas. Apesar de fornecerem informações muito úteis, alguns pontos fracos que lhe estavam (e ainda estão) associadas como a alteração do ambiente em torno do objeto de estudo, a incerteza quanto à precisão, a dificuldade em obter medições contínuas de longo termo e a dificuldade de extrapolar as medições para escalas regionais contribuíram para o desenvolvimento de técnicas alternativas, como as designadas técnicas micrometeorológicas.

As técnicas micrometeorológicas apresentam igualmente limitações, porém oferecem algumas vantagens relativamente às técnicas da caixa como por exemplo não perturbarem o ambiente em torno do objeto de estudo, permitem medições em contínuo e asseguram uma ampla representatividade espacial a partir da medição num único ponto (FELICIANO, 2001).

A primeira abordagem micrometeorológica foi baseada na medição das concentrações de CO<sub>2</sub> em várias alturas – método do gradiente de concentração -, calculando-se um coeficiente de difusão de transferência de massa. A dificuldade em determinar com precisão estes coeficientes limitou de certa forma a ampla aplicação dessas técnicas e conduziu à exploração de outras abordagens. Uma das mais relevantes, que não requer estimativas de coeficientes de difusão, e que ganhou um enorme impulso

nos anos 80 e 90 do Sec. XX, á a designada técnica da Correlação turbulenta (*Eddy Covariance Technique*) (e.g., FELICIANO, 2001; BURBA e ANDERSON, 2005). Apesar de algumas vantagens, a necessidade de requerer equipamento sofisticado de resposta rápida, demasiado caros, a sua implementação ocorreu de forma lenta a partir do último quarto do séc. XX.

A necessidade de complementar as medições micrometeorológicas com as medições dos métodos da caixa, em conjugação com o desenvolvimento tecnológico, fez com que os métodos da caixa continuassem a ser desenvolvidos e aperfeiçoados até aos tempos atuais, tendo sido possível ultrapassar muitas das limitações identificadas no passado.

Existem algumas revisões de técnicas de caixa para medições de fluxo de gás na superfície do solo publicadas no final do século passado e início do século XXI (e.g., LIVINGSTON e HUTCHINSON, 1995; HUTCHINSON e LIVINGSTON, 2002), mas poucas destas revisões foram específicas para a respiração do solo. Embora muitos aspectos da metodologia de medição de fluxos sejam comuns a um grande grupo de gases relativamente não reativos, cada gás possui algumas particularidades. Por exemplo, os fluxos de CO<sub>2</sub> foram e ainda são medidos com caixas que usam químicos para absorver o CO<sub>2</sub> emitido.

O método da caixa pode ser usado para medir variações espaciais entre diferentes sítios do mesmo ecossistema durante um período relativamente curto, permitindo cobertura considerável, devido à facilidade com que o sistema pode ser transferido de um local a outro. Deve-se ressaltar que uma das desvantagens do uso de câmaras de difusão é que estas minimizam a influência do vento, dado que a câmara atua com uma barreira. Entretanto, a metodologia da caixa é amplamente aceite pela comunidade científica internacional, sendo também a metodologia mais utilizada nos estudos científicos.

Apesar de várias classificações, uma das mais usadas é a proposta por LIVINGSTON e HUTCHINSON (1995) e adotada por (ROCHETTE e HUTCHINSON, 2005), os quais agruparam as diferentes técnicas nas seguintes tipologias:

- caixas ou câmaras em estado estacionário (CEE), nas quais os fluxos de carbono são calculados em caixas com a concentração constante de CO<sub>2</sub>;

- caixas ou câmaras em estado não estacionário (CENE), nas quais os fluxos de carbono são calculados a partir da taxa de variação da concentração de CO<sub>2</sub> na caixa, ao longo de um determinado período de tempo.

Ambas as categorias anteriores podem ser divididas em caixas com circulação de ar (flow-through) ou sem circulação de ar (non-flow-through).

O método da caixa pode ser usado para medir variações espaciais entre diferentes sítios do mesmo ecossistema durante um período relativamente curto, permitindo uma cobertura considerável, devido à facilidade com que o sistema pode ser transferido de um local para o outro.

Em finais do século passado e neste século, também surgiram variantes dos métodos micrometeorológicos que envolvem a montagem de equipamento em aeronaves, que fornecem dados nas escalas de dezenas a centenas de quilómetros contribuindo de forma indelével para a quantificação das taxas de transferência relevantes para avaliar o saldo global de CO<sub>2</sub>.

### 3.2 MÉTODOS MICROMETEOROLÓGICOS

#### 3.2.1 Eddy covariance

O fluxo vertical de uma dada componente escalar (e.g. CO<sub>2</sub>) pode ser expressa pela seguinte expressão (BALDOCCHI, 1988):

$$F = wc \tag{Eq. 3}$$

sendo  $w$  a velocidade vertical instantânea do vento e  $c$  a concentração instantânea do componente escalar. Ambas as variáveis correspondem à soma de uma componente média ( $w$  e  $c$  de uma componente flutuante ( $w'$  e  $c'$ ), para uma dada escala de tempo. Dado que sobre uma superfície horizontalmente homogênea  $w = 0$ , o fluxo é dado diretamente pela covariância das flutuações da velocidade vertical do vento e da concentração do componente, sendo o fluxo obtido por (BALDOCCHI, 1988; FELICIANO, 2001; BURBA e ANDERSON, 2005):

$$F = \overline{wc} + \overline{w'c'} = \overline{w'c'} \tag{Eq. 4}$$

Como vimos no ponto 2.3, quando  $F$  é positivo o fluxo é ascendente e quando  $F$  é negativo o fluxo é descendente.

A técnica do Eddy covariance envolve medições dos valores instantâneos da componente de velocidade vertical do vento,  $w$ , em simultâneo com a medição instantânea da concentração de um escalar,  $c$ , como a concentração de  $\text{CO}_2$ . A variação destas variáveis requer instrumentos de aquisição e de medição de resposta rápida e devidamente calibrados como anemómetros ultrassónicos tridimensionais para as flutuações da velocidade vertical do vento e por exemplo um analisador de infravermelho não dispersivo (IRGA) para o  $\text{CO}_2$  (OLIVEIRA, 2006).

Apesar de parecer simples, este método requer cuidados especiais na montagem dos equipamentos, assim como correções adicionais sempre que os terrenos não sejam planos, ocorram gradientes horizontais de concentração do componente estudado, entre outras situações que se encontram detalhadas em vários estudos (e.g., FELICIANO, 2001; BURBA e ANDERSON, 2010; SABATTINI, 2018).

### 3.2.2 Método do gradiente de concentração

A técnica de gradiente de concentração baseia-se na analogia entre o transporte turbulento e a difusão molecular, a qual permite determinar o fluxo vertical de um dado componente escalar por uma expressão similar à Lei de Fick (VERMA, 1990; FELICIANO 2001):

$$F = \overline{w'c'} = -K_c(z) \frac{\partial c}{\partial z} \quad (\text{Eq. 5})$$

em que  $\frac{\partial c}{\partial z}$  é o gradiente vertical da concentração do componente e  $K_c(z)$  o coeficiente de difusão turbulenta do componente,  $c$ .

Este método micrometeorológico é uma alternativa ao método do eddy covariance, quando não existem sensores adequados ou orçamento suficiente para aplicar este último. Quando medido acima de uma superfície grande e homogénea, o fluxo vertical corresponde à taxa de emissão ou de absorção por parte da superfície subjacente.

Uma das principais fontes de incerteza está associada à determinação do coeficiente de difusão turbulenta, o qual pode ser obtido pelo método aerodinâmico ou pelo método da Razão de Bowen.

No método aerodinâmico,  $k_c$  é obtido através da teoria da similaridade de Monin-Obukhov, assumindo que a massa e a energia são transportadas de forma idêntica pela turbulência atmosférica, vindo o fluxo dado pela seguinte expressão:

$$F = -K_C(z) \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{ku_{*z}}{\left(\frac{z}{L}\right)} \frac{\partial C}{\partial z} \quad (\text{Eq. 6})$$

Usando o método da razão de Bowen, os fluxos de  $\text{CO}_2$ , ou de outra propriedade escalar são obtidos com base no balanço energético à superfície,

A medição de fluxos através do método da razão de Bowen tem por base o balanço energético da superfície subjacente constituindo uma forma indireta de estimar os coeficientes de difusão turbulenta do vapor de água, de calor sensível e de  $\text{CO}_2$ , que são considerados iguais (SYNCLAIR et al., 1974). O balanço energético pode ser reescrito da seguinte forma (MONTEITH e UNSWORTH, 2013):

$$E = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad (\text{Eq. 7})$$

Em que  $E$  é o fluxo de calor latente,  $R_n$  a radiação líquida,  $G$  o fluxo de calor do solo e  $\beta$  é a Razão de Bowen, dado pela seguinte relação entre o fluxo de calor sensível,  $H$ , e o fluxo de calor latente:

$$\beta = \frac{H}{E} \quad (\text{Eq. 8})$$

Este método requer medições da radiação líquida ( $R_n$ ) e do fluxo de calor do solo ( $G$ ) para se determinar ( $R_n - G$ ) e o  $\beta$  pode ser obtido a partir de medições de temperatura e de pressão de vapor a várias alturas dentro da camada de fluxo constante (região mais baixa da atmosfera que corresponde a cerca de 10% de profundidade da camada limite da atmosfera), assumindo que os coeficientes de transferência de calor ( $H$ ), de vapor de água ( $E$ ) e de outras entidades escalares são iguais (válidos em todas as estabilidades e, portanto, omitindo os subscritos  $H$ ,  $V$  e  $S$  por questões de brevidade), pode ser demonstrado que:

$$\beta = \frac{H}{E} = \frac{H}{E} = \gamma \frac{\partial T}{\partial E} \quad (\text{Eq. 9})$$

sendo  $\frac{\partial T}{\partial E}$  obtido através do gráfico temperatura em cada altura versus a pressão de vapor à mesma altura.

Ao longo dos tempos várias modificações nas técnicas da razão de Bowen foram desenvolvidas para estimar os fluxos de CO<sub>2</sub> (SINCLAIR et al. 1974; MYERS et al. 1996), tendo-se vindo a obter valores muito realistas com esta técnica.

Os métodos aerodinâmico e de razão de Bowen são geralmente aplicados na determinação de fluxos para períodos médios de meia a uma hora. Períodos mais curtos são de evitar, especialmente em dias nublados. Por outro lado, nas horas crepusculares matutinas e vespertinas é indesejável adotar períodos de avaliação superiores a duas horas dados que as condições podem não ser tratadas como estacionárias.

Este método apresenta algumas incertezas, em particular quando os termos de armazenamento de energia no solo e na vegetação forem relevantes e não forem levados em consideração, quando a radiação líquida não for determinada corretamente e quando os gradientes de CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O e temperatura forem pequenos.

### 3.3 MÉTODOS DA CAIXA

#### 3.3.1 Caixas de estado estacionário sem circulação de ar

Estas caixas de estado estacionário sem circulação de ar são também comumente designadas por caixas estáticas ou caixas de absorção.

Esta tipologia de caixa contém um elemento que se encontra colocado acima da superfície do solo e preenchido com uma quantidade conhecida de uma substância alcalina. Esta substância alcalina vai permitir absorver uma quantidade do gás, C<sub>a</sub> (mol) (e.g. CO<sub>2</sub>) que depois é determinada por titulação (ANDERSON, 1982), sendo F<sub>c</sub> calculado da seguinte forma:

$$F_c = \frac{C_a - C_b}{A \cdot p} \quad (\text{Eq. 10})$$

onde A é a área do solo contida pela caixa, C<sub>b</sub> (mol) é a quantidade de CO<sub>2</sub> absorvido pelo agente alcalino colocado na caixa posicionada sobre uma superfície não emissora (branco).

Esta caixa foi o primeiro dispositivo usado para medir a respiração do solo *in situ* (BORNEMANN, 1920; LUNDEGARDH, 1921), e o único usado muito extensivamente antes de 1985. Desde então, o desenvolvimento de analisadores de CO<sub>2</sub> precisos e portáteis resultou na substituição progressiva deste tipo de caixa por sistemas mais sofisticados. Com esta técnica, os fluxos podem ser medidos por longos períodos, geralmente compreendidos entre 12 a 24 h.

A caixa estacionária sem circulação de ar é frequentemente descrita como imprecisa, subestimando (ROCHETTE et al., 1992) ou mais raramente, sobestimando (BEKKU et al. 1997) o fluxo do componente c, F<sub>c</sub>, medido por outras técnicas que serão descritas a seguir. No entanto, esta técnica é um meio simples e barato para obter várias medições integradas no tempo em locais remotos. Quando usadas em combinação com medições de curto prazo por outras técnicas de caixa, constituem ferramentas úteis para o estudo de F<sub>c</sub> em ecossistemas complexos, onde é necessário um número elevado de medições (ROCHETTE e HUTCHINSON, 2005).

### 3.3.2 Caixas de estado estacionário com circulação de ar

As caixas em estado estacionário com circulação de ar são projetadas para reduzir as interferências na medição dos fluxos, na medida em que permite medir o fluxo em condições de concentração constante de CO<sub>2</sub>. Nestas caixas, o CO<sub>2</sub> é controlado pela passagem de ar através da caixa a uma taxa constante conhecida, F (m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>), sendo F<sub>c</sub> (μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>) calculado da seguinte forma:

$$F_c = \frac{F}{A} \frac{C_o - C_{bi}}{M_v} \quad (\text{Eq. 11})$$

onde A é a área do solo contido na caixa, M<sub>v</sub> (m<sup>3</sup> mol<sup>-1</sup>) é o volume molar do ar nas condições de temperatura e pressão no interior da caixa e C<sub>i</sub> e C<sub>o</sub> são as concentrações de CO<sub>2</sub> (μmol mol<sup>-1</sup>) do ar à entrada e saída da caixa, respetivamente.

Os primeiros protótipos deste tipo de câmara recorriam a uma substância química para absorver o CO<sub>2</sub> do ar de saída, pelo facto de não existirem analisadores portáteis de CO<sub>2</sub> precisos, sendo o reagente não utilizado (geralmente uma solução de KOH ou NaOH) determinada por titulação.

### 3.3.3 Caixas de estado não estacionário sem circulação de ar

Estas caixas são frequentemente conhecidas por caixas fechadas estáticas. Com esta técnica, a caixa é fixada no local do estudo e as emissões de gases são acumuladas dentro da mesma por um período de tempo razoável (ver Figura 3). A amostra de gás é retirada da câmara em intervalos iguais e armazenada num recipiente adequado para análise em laboratório ou a concentração do gás é medido *in situ* e em tempo real com um analisador específico para o efeito. Cuidado suficiente deve ser tido em consideração para que apenas o fluxo do gás emitido/absorvido pela superfície interfira nas concentrações do gás no interior da caixa.

Em contraste com as caixas de estado estacionário, o fluxo de CO<sub>2</sub> é calculado medindo a evolução da concentração do gás ao longo do tempo dependendo a determinação de F<sub>c</sub> dependente da taxa de acumulação do gás de interesse ( $\partial C/\partial t$ ;  $\mu\text{mol mol}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ), obtido pela seguinte expressão:

$$F_c = \frac{\partial C}{\partial t} \frac{V}{A \cdot M_v} \quad (\text{Eq. 12})$$

onde V (m<sup>3</sup>) é o volume da caixa e M<sub>v</sub> é determinado com base na temperatura do ar da caixa.

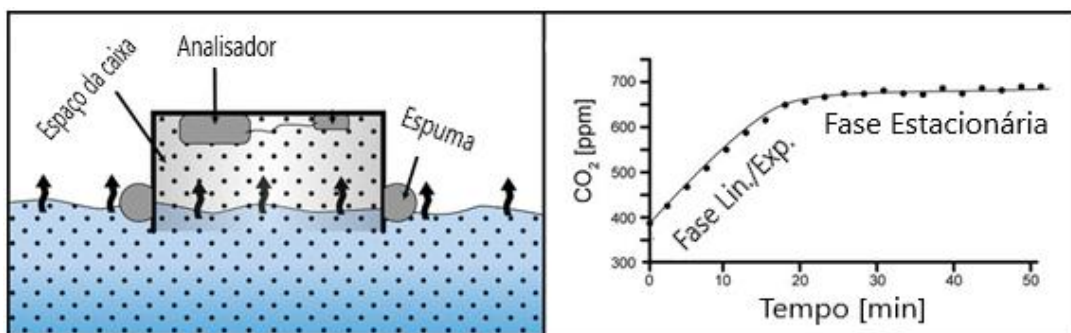


Figura 3 - Esquema da caixa em estado não estacionário sem fluxo.

Fonte: Adaptado Project EuroRun, 2019.

Este tipo de caixa é aplicado na quantificação de fluxos de superfície de compostos gasosos não reativos (por exemplo, gases de efeito estufa) na interface biosfera-atmosfera. As câmaras estáticas devem ser estanques gás na atmosfera e no ambiente circundante.

Como um aumento da concentração de CO<sub>2</sub> da caixa tem um impacto imediato na taxa de emissão de CO<sub>2</sub> na superfície do solo, o valor de F<sub>c</sub> obtido por este método pode corresponder a uma subestimação da taxa de respiração do solo. Além disso, com o aumento do tempo de implantação, a concentração de CO<sub>2</sub> de um volume cada vez maior de ar do solo está sujeita a alterações, levando a um declínio progressivo do F<sub>c</sub>.

Com as caixas de estado não-estacionário, as diferenças de pressão entre o interior e o exterior das mesmas pode gerar um fluxo mássico de CO<sub>2</sub> do solo para a caixa. Diferenças de pressão tão baixas quanto 1 Pa têm demonstrado causar erros nas medições de efluxo de CO<sub>2</sub> (LUND et al., 1999).

### 3.3.4 Caixas de estado não estacionário com circulação de ar

Comparado com a técnica da caixa de estado não estacionário sem circulação de ar, estas caixas permitem a monitoração quase contínua da concentração de CO<sub>2</sub>, fornecendo uma descrição detalhada do padrão de emissão/absorção do gás. O maior número e frequência das medições também facilita o uso de um período mais curto. Outras vantagens incluem a detecção precoce de problemas experimentais que acabaria por exigir que os dados resultantes fossem descartados, menos problemas relacionados com as perdas e difusão lateral abaixo das paredes da caixa e alterações menores na temperatura e humidade do ar e do solo.

Devido a este conjunto de vantagens, este tipo de técnica sofreu recentemente uma ampla adoção por parte dos fabricantes desta metodologia. De facto, vários sistemas comerciais de caixas que operam em condições de estado não estacionário e com circulação de ar para medir a respiração do solo apareceram na última década. Temos os casos das empresas Li-Cor Inc., Lincoln, NE; PP-Systems, Hitchin, Inglaterra; BioScientific, Ltd., Hoddesdon, Inglaterra; CID Inc., Camas, WA) que têm investido forte neste tipo de caixa. Estes sistemas comerciais e personalizados podem ser adaptados na monitorização quase contínua de F<sub>c</sub> em aplicações diárias, semanais ou mesmo sazonais e períodos anuais (ROCHETTE e HUTCHINSON, 2005).

As desvantagens desse tipo de caixa incluem a dificuldade em medir em simultâneo gases como o CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O e CH<sub>4</sub>, devido ao curto período de funcionamento contínuo, concentração do esforço de amostragem no período com maior probabilidade de exibir influência da perturbação do solo, mudanças no regime de mistura de ar na superfície do solo, efeitos de pressão, entre outros. Por conseguinte, nestes casos é

vivamente recomendado que as séries de dados obtidas sejam armazenadas para posterior análise e garantir uma maior qualidade da avaliação.

Existem várias possibilidades de estimar o  $F_c$  com estas caixas, sendo uma das abordagens mais utilizadas a que assume a linearidade da relação concentração de  $CO_2$  em função do tempo durante um período, geralmente entre 0,5 a 2 min, usando o declive da recta durante esse período para estimar  $\partial C/\partial t$ . Testes de campo sugerem que em implementações curtas, um ajuste linear é provavelmente o melhor estimador de  $\Delta C/\Delta t$ , devido à maior sensibilidade dos modelos não lineares, à imprecisão da medição e a efeitos de perturbação do local.

Esta técnica requer correções para levar em consideração o efeito das variações da densidade do ar e da pressão da caixa nos valores medidos das concentrações de  $CO_2$ . Felizmente, a maioria dos analisadores comerciais corrige automaticamente estas variações.

## 4. METODOLOGIA

Neste ponto será feita a caracterização e localização da área de estudo, a apresentação da metodologia utilizada no procedimento experimental e equipamentos, assim como o tratamento estatístico aplicado aos dados obtidos na monitorização.

### 4.1 DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O presente estudo foi realizado num sistema agroflorestal (souto para produção de castanha) situado na freguesia de Parada, Concelho de Bragança, Nordeste de Portugal. A área fica situada a 740 m de altitude e localiza-se nas coordenadas geográficas 41°38'12.53"N; 6°42'42.94"W (Figura 3) com exposição S-SE.

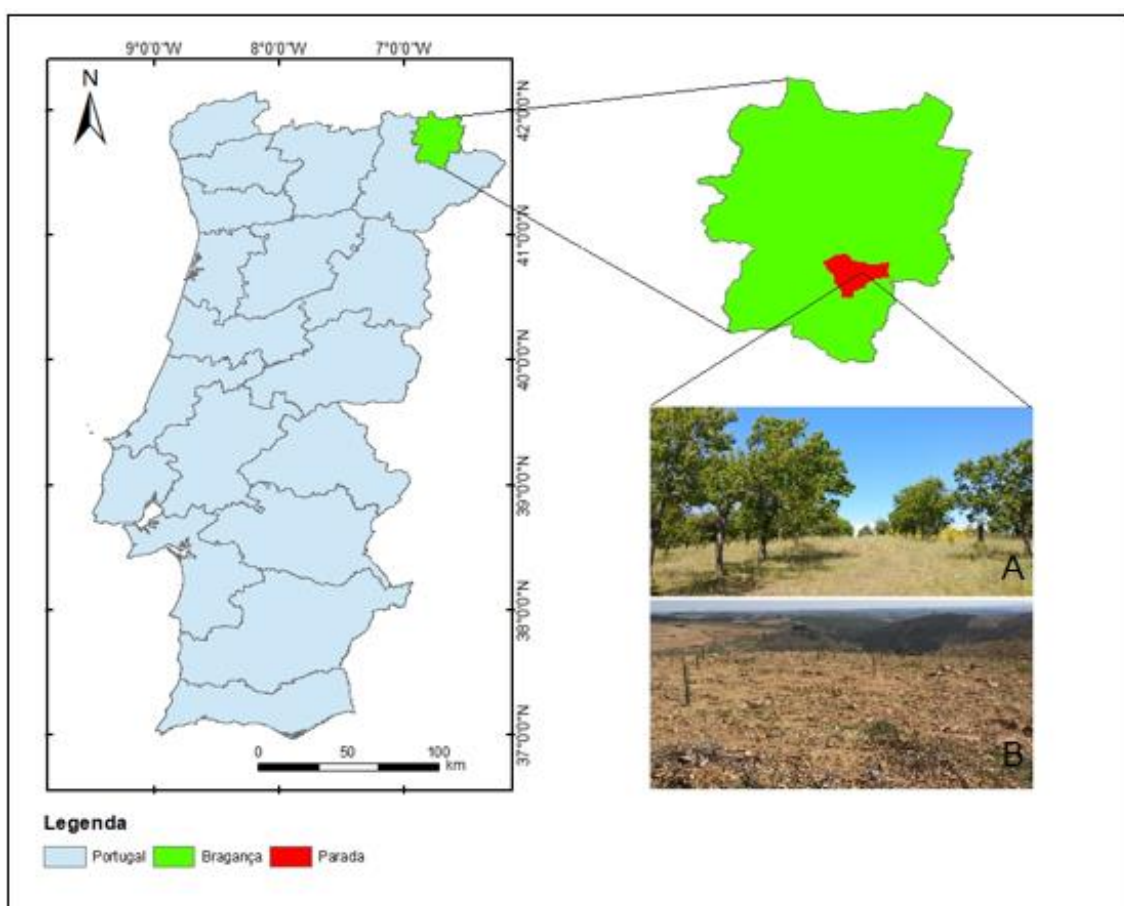


Figura 4 - Localização da área de estudo.

De acordo com a Classificação de Köppen-Geiger (Köppen, 1936), o clima predominante na região é o mediterrâneo com invernos frios e húmidos e verões quentes

e secos. A precipitação média anual é de aproximadamente 821mm, correspondendo à distribuição típica mediterrânica sazonal, com verões secos, e com chuvas concentradas no outono e inverno. A temperatura média anual é de 11,6° C (IPMA, 2019). A temperatura máxima absoluta é de 37,2 °C, atingida no mês de Junho, e a mínima absoluta é de -11,4 °C, observada no mês de Janeiro (INMG,1991). O solo da área é classificado como leptossolo de xisto de baixa espessura e elevada pedregosidade e relativamente pobre em matéria orgânica e o relevo é ondulado.

Os leptossolos recobrem mais de 70% do território de Bragança, são solos jovens ou incipientes, delgados e sem horizontes nitidamente destacados, e são característicos de zonas com declive acentuado (FELICIANO et al., 2009). O estudo de caracterização química do solo realizado por Diegues et al. (2019), na área B, demonstrou que esta possui um solo relativamente homogéneo em termos espaciais (dimensão horizontal e vertical). Assim, nos primeiros 10 cm de solo o valor médio do  $pH_{(H_2O)}$  foi de 5,5, o carbono orgânico ( $C_{org}$ ) de 1,6 %, a capacidade de troca catiónica de 3,8  $cmol_c\ kg^{-1}$ , o fósforo 10,1  $mg\ kg^{-1}$  e o potássio cerca de 97,7  $mg\ kg^{-1}$  (*ibidem*).

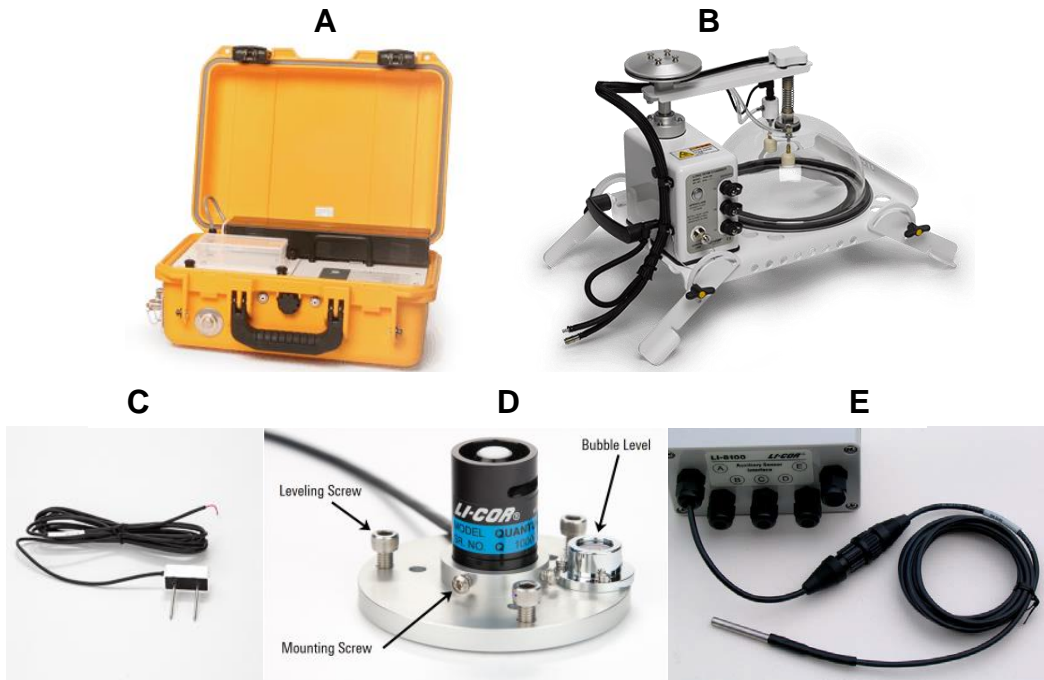
Assim, as duas áreas selecionadas são distintas entre si em relação à prática de gestão e cobertura do solo, designadas a partir de agora por área A e área B, e que juntas equivalem a 1,5 ha. A área A apresenta o solo não mobilizado, ervado e com plantação de castanheiros adultos com cerca de 25 anos. A área B (plantação nova) apresenta o solo exposto (Nu), devido às mobilizações frequente para controlo da vegetação.

## 4.2 EQUIPAMENTOS UTILIZADOS

Para a realização deste estudo foi utilizado um sistema portátil automatizado de fluxo de gás no solo com o módulo de troca líquida de carbono LI-8100-NCE, que foi desenvolvido para pesquisadores interessados em quantificar a troca líquida de carbono entre um ecossistema terrestre e a atmosfera. Este módulo inclui:

- 1- uma cabine com analisador de gás infravermelho (Figura 5A);
- 2- uma câmara transparente de longo prazo 8100-104C (LI-COR Biosciences, Lincoln, NE, EUA) (Figura 5B);
- 3- um Sensor de Humidade do solo GS1 (Figura 5C);
- 4- um Sensor Quântico LI-190R (Figura 5D), que mede a radiação fotossinteticamente ativa (PAR);
- 5- uma Sonda Termistor 8100-203 (Figura 4E), que afere a temperatura do solo;

- 6- um colar de PVC para o solo;
- 7- uma bateria e comunicação sem fio;
- 8- uma aplicação de comando que está disponível para telemóveis e computadores;
- 9- um Software SoilFluxPro™ para processamento e visualização dos dados obtidos nas medições.



**Figura 5 - Sistema automatizado de fluxo de gás no solo pacote de troca líquida de carbono LI-8100-NCE. (A) Cabine do analisador de gás infravermelho; (B) Câmara transparente de longo prazo (8100-104C); (C) Sensor de Humidade do solo GS1; (D) Sensor Quântico LI-190R; (E) Sonda Termistor de temperatura do solo 8100-203. Fonte: LI-COR, Inc., 2019.**

Este sistema da LI-COR Biosciences (LI-8100-A), que integra uma unidade de controlo e análise de CO<sub>2</sub> e vapor de água acoplado a uma câmara (caixa) transparente, permite medir os fluxos de CO<sub>2</sub> (F<sub>CO2</sub>) por períodos curtos ou períodos longos, dependendo apenas da autonomia e do número de baterias disponíveis. Este sistema é do tipo caixa de estado não-estacionário com circulação de ar, descrito no ponto 3.3.4.

O analisador assenta no princípio de medição de espectroscopia de infravermelhos não-dispersivo (NDIR), em que a atenuação da radiação infravermelha que passa através da célula que contém a amostra traduz a concentração de CO<sub>2</sub> na célula, de acordo com a lei de Lambert-Beer. Opera na faixa de -20 a 45 °C e com precisão de ± 0,5 °C acima de 0-70 °C (LI-COR, Inc., 2019).

A câmara transparente foi projetada para mensurar transferência líquida de carbono do ecossistema (TLE) (ver ponto 2.3.1). A câmara possui uma superfície 317,8 cm<sup>2</sup>, uma cúpula transparente com altura de 33 cm, diâmetro de 20 cm, e um volume de aproximadamente 4080 cm<sup>3</sup>, que tende a alterar devido ao posicionamento dos colares de PVC instalados no solo.

Esta câmara móvel é acoplada a uma plataforma (espécie de mesa) que contém uma abertura circular, ladeada por uma borracha em toda a sua extensão de forma a evitar fugas ou entradas de ar indevidas, como foi referido no ponto 3.3.

#### 4.3 PROCEDIMENTO EXPERIMENTAL

O estudo envolveu a medição de fluxos de CO<sub>2</sub> através da interface superfície-atmosfera, de parâmetros edafológicos e meteorológicos e, ainda, a medição de parâmetros relacionados com a biomassa foliar. O estudo, aqui reportado, decorreu entre os meses de março e julho de 2019.

##### 4.3.1 Medição de fluxos de CO<sub>2</sub> na interface atmosfera-superfície

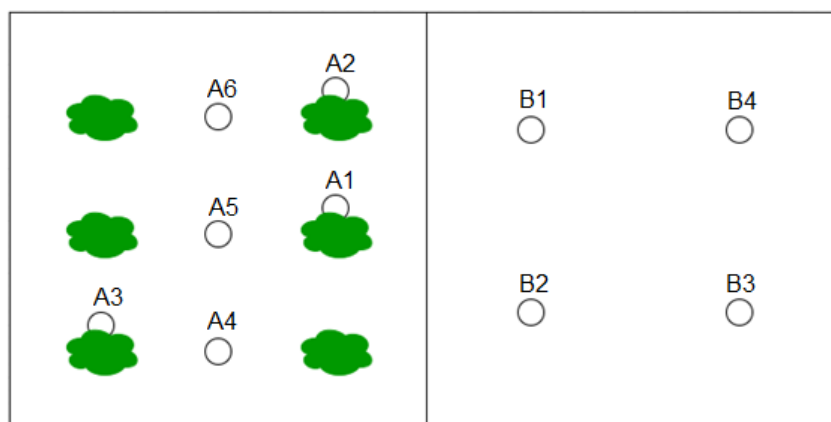
###### 4.3.1.1 *Aspectos experimentais*

As medições de CO<sub>2</sub> foram conduzidas de forma a avaliar as variações espaciais em diferentes condições de gestão do solo do sistema agroflorestal caracterizado anteriormente em particular em condições de solo nu (efeito mobilização) e solo ervado (efeito não mobilização). Além disso, procurou-se igualmente avaliar as variações temporais ao longo do período de avaliação e também as variações temporais ao longo do ciclo diário de 24 horas. Importa referir que antes do início do estudo em condições de campo, foram realizados ensaios de bancada em laboratório nas instalações do Instituto Politécnico de Bragança, com a finalidade de calibrar devidamente todos os equipamentos usados nesta investigação para maior precisão no trabalho de campo.

Deste modo, o delineamento experimental consistiu na seleção de 10 pontos de amostragem, distribuídos pelas duas áreas com práticas de gestão do solo distintas: 6 na área A (solo ervado) e 4 na área B (solo nu), como se ilustra na figura 6.

Em cada um dos pontos foram fixados colares de PVC com 21 cm de diâmetro por 11,5 cm de altura. Os colares foram colocados umas semanas antes do início das

medições com o objetivo de diminuir as perturbações no solo e na vegetação no seu entorno e possíveis alterações nos fluxos de CO<sub>2</sub> (Figura 7).



**Figura 6 - Ilustração do design experimental do estudo, apresentando uma vista aérea das duas áreas (A e B) já com os colares de PVC posicionados e instalados no solo.**



**Figura 7 - (A) Área com o colar de PVC posicionado e instalado no solo ervado e (B) área com o colar de PVC posicionado e instalado no solo nu.**

Na área A, três colares foram localizados debaixo da copa dos castanheiros adultos (A1, A2 e A3) e três entre as suas copas (A4, A5, A6), ficando estes mais expostos à radiação relativamente aos que estavam na sombra. Os pontos distavam entre si de 10 a 20 metros. Na área B, foram fixados os 4 colares distribuídos no terreno no formato de um retângulo, distando entre si de 14 a 24 metros. Em cada um dos pontos foram fixados colares de PVC, enterrando-os cerca de 3 a 4 centímetros no solo.

Entre março e julho de 2019, foram realizados 8 períodos de monitorização (ensaios), sendo que em março, maio e julho foram realizados dois por mês e nos restantes meses apenas um. Cada ensaio envolveu medições em triplicado, em cada ponto, em três momentos distintos do dia (no período das 8:00 às 18:00 horas), totalizando trinta medições por ensaio, dezoito medições na área A e doze na área B.

Após instalação de todos os equipamentos e da acoplação da câmara à unidade de controlo e analisador, esta era colocada adequadamente sobre o colar de PVC fixo no solo. Em seguida procedia-se à configuração do sistema para efetuar medições durante 1 minutos e 30 segundos, registando as concentrações de CO<sub>2</sub> a cada segundo, e com um intervalo entre medições (purga) de 45 segundos, perfazendo um total de 2 minutos e 15 segundos aproximadamente para cada período de medição.

Após a entrada em funcionamento, a câmara executava movimentos rotacionais, e o facto de ser transparente permite que as plantas sejam expostas à luz solar durante as medições, o que minimiza o grau de perturbações ao solo e a cobertura vegetal existente no interior do colar, onde se encontravam as folhas, pequenos ramos e flores dos castanheiros que não foram retiradas do local de estudo.

O ciclo iniciou-se sempre pela área *B* (Figura 8), seguindo a sequência B1, B2, B3 e B4, deslocando-se os equipamentos, de ponto para ponto, após as três medições finalizadas em cada ponto. Procedimento idêntico foi seguido na área *A* (Figura 9), com início nos pontos de amostragem localizados debaixo das copas dos castanheiros, A1, A2 e A3 e depois os pontos entre copas A4, A5 e A6.

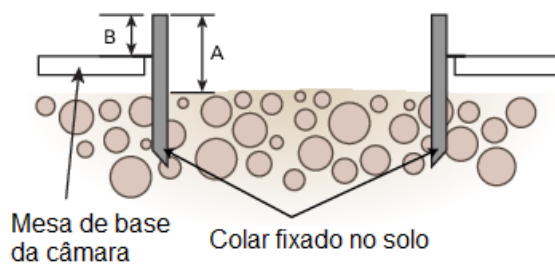


**Figura 8 - Sistema automatizado de troca líquida de carbono LI-8100-NCE realizando medições na área B.**



**Figura 9 - Sistema automatizado de troca líquida de carbono LI-8100-NCE realizando medições na área A.**

Uma vez que não foi possível controlar a profundidade de enterramento dos colares, teve de ser efetuada para cada ponto a devida correção do volume da câmara e determinado o volume total, como se ilustra na figura 10.



**Figura 10 - Cálculo do offset entre a câmara e o colar fixado no solo.**

**Fonte: Adaptado LI-COR, Inc., 2016.**

Para calcular o volume total mediu-se a altura do colar pela parte interna em 4 pontos diferentes, ou seja, da base fixada no solo até ao seu topo, bem como a fração do colar incluída no interior da câmara com base na medição da altura desde a plataforma

até ao topo do colar, igualmente em 4 pontos, obtendo-se assim um valor para o *offset* (deslocamento) e, conseqüentemente o volume total da câmara, aplicando as seguintes fórmulas:

$$\text{Offset da câmara de longo prazo} = A - B \quad (\text{Eq. 13})$$

Além deste tipo de ensaios, foram também realizados quatro períodos de medição em contínuo, durante períodos de 24 horas, em condições similares às prevalentes na área A e na área B, entre os meses de abril e julho de 2019 (um em cada mês). Em abril e julho, as medições foram realizadas num ponto “representativo” da área B e em maio e junho foram efetuadas numa área com características mais próximas das da área A.

Como já foi referido, este tipo de ensaio visou avaliar a variação temporal ao longo de um ciclo de 24 horas, principalmente para conhecer os valores dos fluxos noturnos e logo ao amanhecer, preenchendo assim as lacunas que os demais ensaios não apresentavam respostas por serem realizados fora desses períodos. Por questões de segurança do equipamento, esta avaliação foi efetuada numa área protegida, num local intermédio entre a área A e B, alternadamente em dois pontos, contrariamente às avaliações do período diurno as quais foram realizadas em vários pontos de amostragem, como já foi referido.

Para que os ensaios acontecessem, foram selecionadas duas áreas no cercado da estação meteorológica instalada no local, localizada na transição entre as duas áreas de estudo (A e B) (Figura 11).



**Figura 11 - Estação meteorológica de Parada, Bragança. A) com a vegetação verde. B) com a vegetação seca.**

Procurou-se escolher dentro dessa região uma fração de terreno com características o mais representativas possível da área A e B, sem a pretensão de as substituir uma vez que nem o solo nem a vegetação eram 100% equivalentes.

O procedimento de instalação foi em tudo semelhante ao já descrito anteriormente. O sistema foi configurado para efetuar medições em contínuo, mantendo-se o mesmo intervalo entre as medições que foi de 2 minutos e 15 segundos, como nos restantes ensaios. O ciclo de 24 horas iniciava-se mais ou menos por volta das 16 horas de um dia e finaliza-se as 16 horas do dia seguinte.

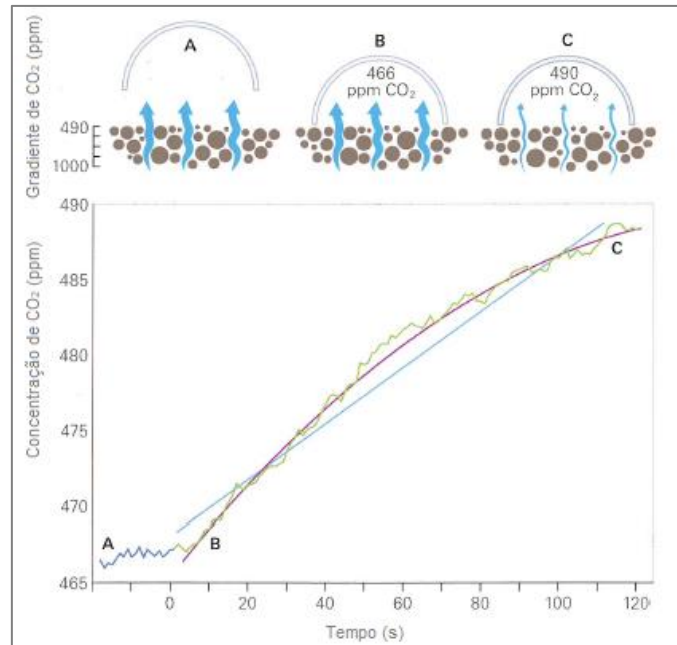
#### 4.3.1.2 Metodologia de cálculo dos fluxos

O cálculo dos fluxos é baseado na metodologia descrita no ponto 3.2.3, ou seja, a partir do ajustamento linear ou exponencial da variação das concentrações de CO<sub>2</sub> no interior da câmara ao longo do período de medição pré-estabelecido (1'30'') (LI-COR, Inc., 2016). A figura 12 ilustra a evolução da concentração de CO<sub>2</sub> entre vários estágios - o estágio A (câmara aberta) até ao estágio C (câmara fechada), no momento em que a câmara fechada ocasiona uma diminuição do gradiente de difusão de CO<sub>2</sub> e, um decréscimo no fluxo de CO<sub>2</sub>.

O software SoilFluxPRO aplica o ajustamento linear e o exponencial para determinar a variação da taxa de emissão de CO<sub>2</sub>,  $\frac{\partial C'}{\partial t}$ , obtendo-se depois o do fluxo de CO<sub>2</sub> ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), a partir da seguinte expressão:

$$F_{\text{CO}_2} = \frac{10 \cdot V \cdot P_o(1 - W_o)}{R \cdot A \cdot (T_o + 273,15)} \frac{\partial C'}{\partial t} \quad (\text{Eq. 14})$$

onde V é volume (cm<sup>3</sup>), P<sub>o</sub> a pressão inicial (kPa), W<sub>o</sub> a fração molar de vapor de água inicial (mmol mol<sup>-1</sup>), a área do solo dentro da câmara (m<sup>2</sup>), T<sub>o</sub> a temperatura inicial do ar (°C) e  $\frac{\partial C'}{\partial t}$  a taxa inicial de variação da fração molar de CO<sub>2</sub> corrigida para o efeito de diluição do vapor de água ( $\mu\text{mol mol}^{-1}$ ).



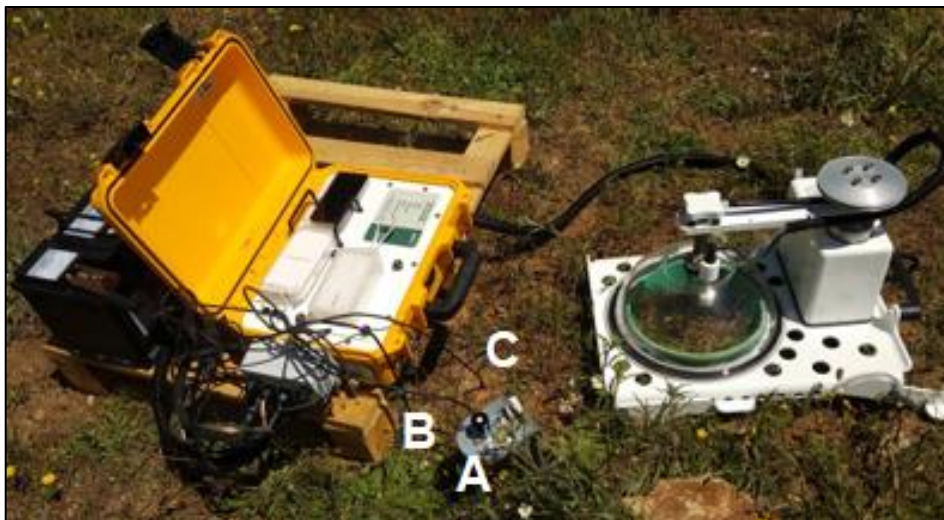
**Figura 12 - Evolução da concentração de CO<sub>2</sub> desde o estágio A (câmara aberta) e durante a medição que decorre entre o estágio B e C, com a câmara fechada. A linha vermelha corresponde ao ajuste exponencial, enquanto a linha azul ao ajuste linear. Fonte: Adaptado LI-COR, Inc., 2016.**

#### 4.3.2 Medição de variáveis edafoclimáticas

Assim como os Fluxos de CO<sub>2</sub>, os fatores edafoclimáticos também foram obtidos através de sensores integrantes do sistema LI-8100A, como apresentado no item 4.2, onde vimos que a unidade de medições também inclui os sensores para medir a Radiação Fotossinteticamente Ativa (PAR) (A), a Humidade do Solo (H<sub>solo</sub>) (B) e a Temperatura do solo (T<sub>solo</sub>) (C) que foram obtidas em paralelo em cada medição efetuada nos pontos, como se apresenta na Figura 13.

A humidade do solo (H<sub>solo</sub>) é definida como o teor percentual de água contida em uma amostra de solo dividido pela massa de solo seco. A humidade é um fator muito relevante para os fluxos de dióxido de carbono, pois a tendência da respiração se elevar com o aumento da humidade do solo é frequente (WANG et al., 2014a).

Nos ensaios os valores da humidade do solo foram mensurados com o auxílio de um Sensor de Humidade do solo GS1 (número de peça 8150-205), que é um sensor dielétrico que atua na faixa operacional de -40 a +50 ° C. Para registrar a humidade o sensor era introduzido verticalmente cerca de 5 cm na camada mineral no solo, ficando sempre bem próximo da área onde o colar estava fixado. Este procedimento foi replicado em todos os pontos de amostragem a cada ciclo de medição.



**Figura 13 - Sistema automatizado de troca líquida de carbono LI-8100-NCE. (A) Sensor Quântico LI-190R, (B) Sensor de Humidade do solo GS1 e (C) Sonda Termistor de temperatura do solo 8100-203.**

A radiação fotossinteticamente ativa (PAR) é a fonte de energia para a fotossíntese e controla amplamente a produtividade da vegetação. Por isso, a PAR é necessária na modelação e previsão do valor bruto da produção primária (GPP) de um ecossistema terrestre (ROSS e SULEV, 2000).

As medições da PAR foram efetuadas através de um sensor quântico de ponto LI-190R, que era fixado perpendicularmente ao solo próximo ao colar inserido, de modo a receber um nível de radiação semelhante ao do ponto de amostragem. Este procedimento foi repetido em todos os demais pontos a cada ciclo de medições em ambas áreas de estudo.

O sensor quântico da PAR é baseado em fotodiodo de silício que faz medições próximas da radiação incidente ideal entre 400 e 700 nm, na maioria das condições ambientais (AKITSU, 2017).

Por fim, determinou-se a temperatura do solo ( $T_{\text{solo}}$ ) em cada ponto com a sonda termistor de temperatura do solo 8100-203, inserida nos primeiros 6 centímetros da camada superior do solo, posicionada ao lado do colar. O sistema é composto por uma sonda termistor de temperatura do solo (8150-203) e um adaptador de sonda (número de peça 9981-150) e trabalha numa faixa operacional compreendida de  $-20$  a  $+50$  ° C.

Acrescenta-se ainda que os parâmetros meteorológicos convencionais (velocidade e direção do vento, radiação solar, humidade relativa, temperatura do ar e precipitação),

assim como a umidade e a temperatura do solo, a duas profundidades distintas, foram igualmente monitorados em contínuo na área de estudo.

#### 4.3.4 Avaliação do subcoberto vegetal na área A

Na área A fez-se a avaliação da evolução do coberto vegetal ao longo do tempo nos diferentes pontos com base no fitovolume e biomassa produzida. O procedimento ocorreu da seguinte forma: em maio, junho e julho, foram medidos os parâmetros da vegetação, altura (m), em três pontos em cada colar, e percentagem de cobertura do solo (%) e calculados os valores médios. Por outro lado, todas as plantas contidas dentro de cada colar fixado no solo da área A foram fotografadas. Foi considerada a média das alturas da vegetação de cada colar juntamente com a respetiva percentagem de coberto para calcular o fitovolume. Após as medições a vegetação foi cortada numa área contígua semelhante e acondicionada em sacos devidamente identificados para determinação da biomassa em Laboratório.

As amostras foram pesadas individualmente, em fresco (Figura 14), no laboratório numa balança de precisão (0,001g) e colocadas a secar em estufa a 70 °C até peso constante (48 horas). As amostras foram novamente pesadas após 24 horas e finalmente em 48 horas, permitindo obter o peso seco da biomassa presente em cada ponto de amostragem.



**Figura 14 - (A) Amostra da vegetação embalada e (B) pesagem da vegetação verde antes de ir a estufa.**

O fitovolume arbustivo no colar ( $\text{FitoVolume}_{\text{colar}}$ ) foi determinado pela altura do estrato vegetal ( $h_{\text{vegetação}}$ ) multiplicado pelo percentual de coberto do solo ( $\%_{\text{coberto}}$ ) e pela

área do colar ( $A_{\text{colar}} = 0,0346 \text{ m}^2$ ) (Eq. 15) e (Eq. 16). Após a determinação do fitovolume na área do colar converteu-se este valor em metros cúbicos por unidade de área.

$$A_{\text{colar}} = \pi r^2 \quad (\text{Eq. 15})$$

$$\text{FitoVolume}_{\text{colar}} = h_{\text{vegetação}} \times \frac{\% \text{coberto}}{100} \times A_{\text{colar}} \quad (\text{Eq. 16})$$

#### 4.4 PROCESSAMENTO DE DADOS

Após o término de cada ensaio, era realizado um download dos arquivos contendo os dados das medições obtidos na memória de armazenamento do aparelho. Depois, os dados eram processados e visualizados com o auxílio do software Soil Flux Pro™ (LI-COR Inc.) visualizador de arquivos de dados LI-8100A (versão 4.0), e exportados com um formato compatível com o excel, onde foi criado uma base de dados.

Seguidamente, foi usada a estatística descritiva para o cálculo de parâmetros como a média, a mediana, o erro padrão e a variância dos  $F_{\text{CO}_2}$  ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ), PAR ( $\mu\text{mol s}^{-1} \text{ m}^{-2}$ ),  $T_{\text{solo}}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) e  $H_{\text{solo}}$  (%), bem como a matriz de correlação de Person entre as principais variáveis em análise.

Foi efetuada uma ANOVA de um factor seguida do teste de Tukey (HSD - Honestly significant difference), para uma probabilidade  $p < 0,05$ , para comparar a significância das diferenças das médias para as variáveis referidas anteriormente obtidas nos diferentes pontos, quer para a área A quer para a B, após verificação dos respectivos pressupostos estatísticos (i.e. a normalidade dos resíduos e homogeneidade da variância).

A análise estatística foi efetuada com recurso aos softwares Excel 2010, Origin 2018 e R Studio e R Project. Por fim, uma matriz de correlação de Pearson e de valores de probabilidade  $p$  foram construídas para avaliar a interdependência entre as variáveis para uma probabilidade  $p < 0,05$ , onde as correlações variam de -1 a 1, e 0 representa a correlação nula. Quanto mais próximo de -1 ou 1, mais fortes serão as correlações encontradas.

## 5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo são apresentados e discutidos os principais resultados obtidos no trabalho experimental de campo. Especial ênfase é colocada nos contrastes espaciais e temporais identificadas entre e em cada uma das áreas com manejos do solo diferenciados de uma forma global e ao longo do período de avaliação.

### 5.1 VARIAÇÃO DOS PARÂMETROS DE EVOLUÇÃO DA VEGETAÇÃO

As figuras 15 a 17 mostram a evolução da vegetação nos 6 pontos de amostragem da área A ao longo do tempo, para os meses de maio, junho e julho de 2019. Por sua vez, as Tabelas 1, 2 e 3 apresentam os dados da vegetação obtidos em cada um dos pontos para determinação do fitovolume.

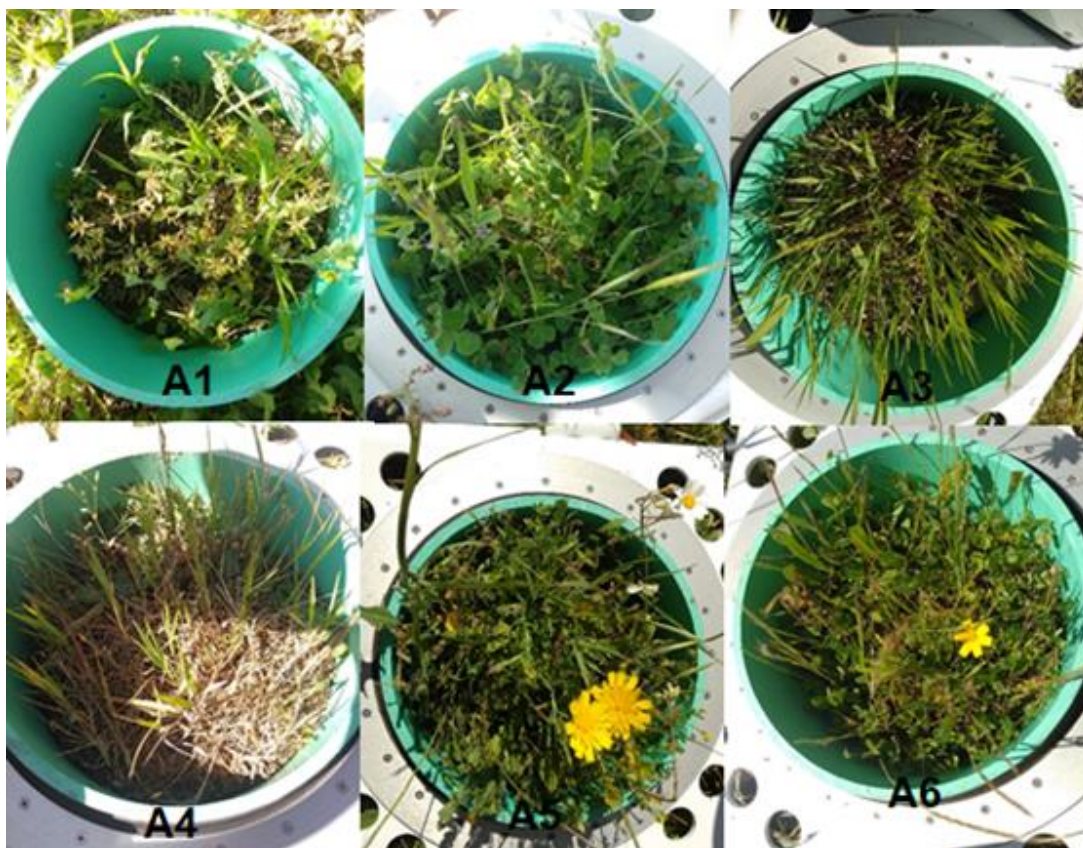


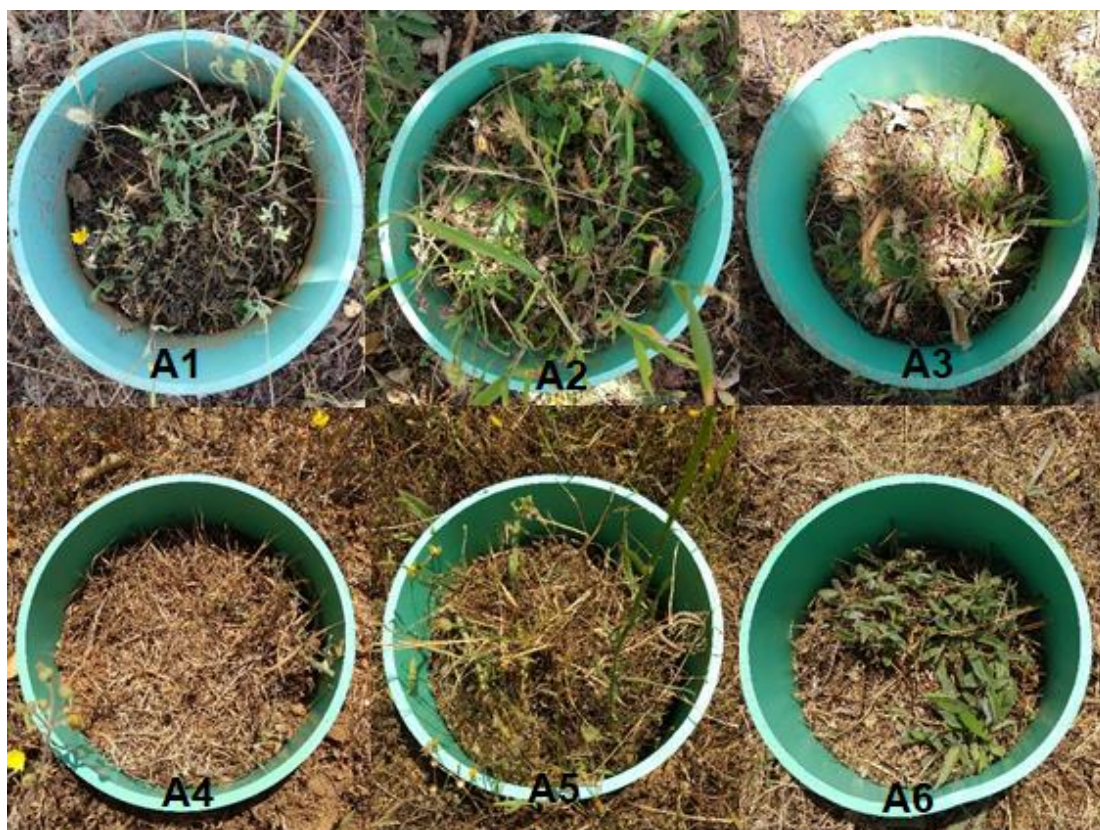
Figura 15 - Estado da vegetação para os pontos da área A no mês de maio.

Em maio, a vegetação apresentou um crescimento bem expressivo relativamente aos outros meses, em todos os pontos de amostragem, exceto no ponto A4, tendo-se

registrado os maiores percentuais de coberto e, em função disso, os maiores valores de fitovolume (Tabela 1) ao longo do período de estudo.

**Tabela 1.** Dados do estado da vegetação para a área A no mês de maio.

Pontos de amostragem	Altura Estrato (m)	Perc. de coberto (%)	Área colar (m <sup>2</sup> )	Fitovolume (m <sup>3</sup> /colar)	Fitovolume (m <sup>3</sup> ha <sup>-1</sup> )	Biomassa seca (g/colar)	Biomassa (Kg ha <sup>-1</sup> )
A1	0,114	50	0,0346	0,00197	570	4,92	1422
A2	0,145	100	0,0346	0,00502	1450	5,98	1728
A3	0,133	60	0,0346	0,00276	798	4,64	1341
A4	0,111	15	0,0346	0,000576	167	2,18	630
A5	0,244	100	0,0346	0,00844	2440	11,32	3272
A6	0,189	95	0,0346	0,00621	1796	5,40	1561



**Figura 16 -** Estado da vegetação para os pontos da área A no mês de junho.

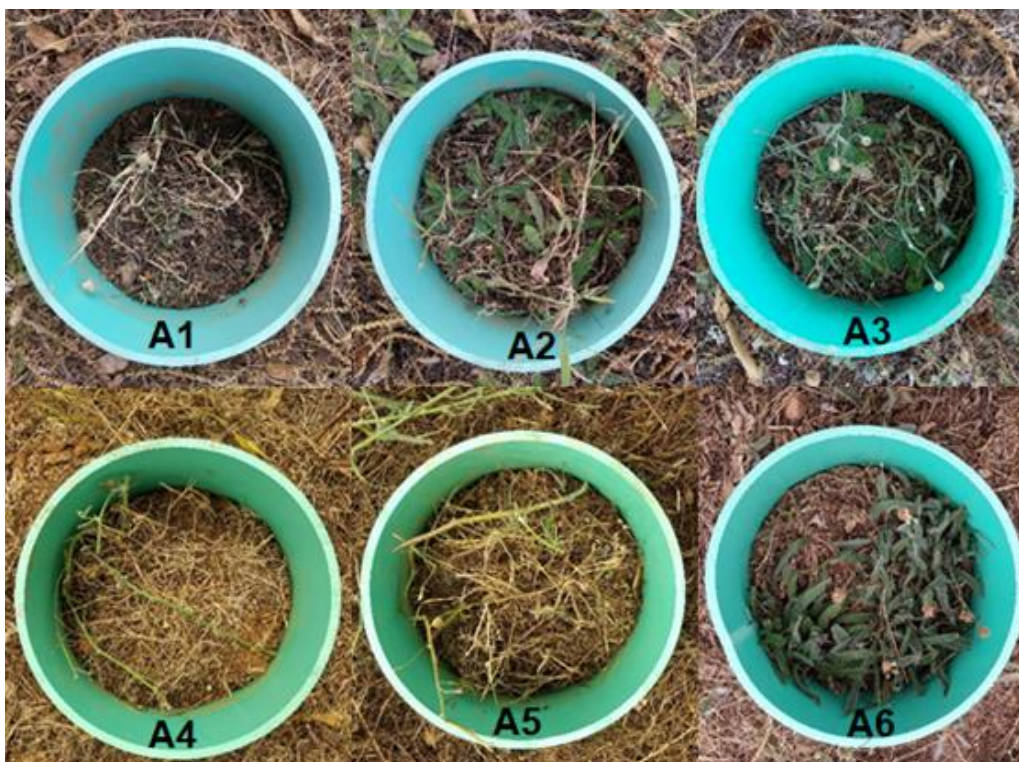
O ponto A5 apresentou os maiores valores de fitovolume e biomassa seca, com cerca de 0,00844 m<sup>3</sup>/colar e 11,32 g/colar, nesta ordem. Por sua vez o ponto A4 registou os menores valores para o mesmo período, 0,000576 m<sup>3</sup>/colar e 2,18 g/colar (Tabela 1).

A vegetação começa a mostrar indícios de secagem no final de junho (Figura 16), e pode-se observar que todos os pontos diminuíram substancialmente o percentual de coberto (Tabela 2). Contudo, nota-se maior redução nos pontos A1, A3 e A5 relativamente ao mês anterior. Neste mês ocorreram os maiores registos de temperaturas do solo e os maiores valores de radiação (PAR) ao longo das monitorizações bem como redução dos valores de humidade no solo.

**Tabela 2.** Dados do estado da vegetação para a área A no mês de junho.

Pontos de amostragem	Altura do Estrato (m)	Perc. de coberto (%)	Área do colar (m <sup>2</sup> )	Fitovolume (m <sup>3</sup> /colar)	Fitovolume (m <sup>3</sup> ha <sup>-1</sup> )	Biomassa seca (g)	Biomassa (Kg ha <sup>-1</sup> )
A1	0,200	5	0,0346	0,000346	100	5,06	1462
A2	0,247	40	0,0346	0,00342	988	7,24	2092
A3	0,0747	5	0,0346	0,000129	37,4	2,64	763
A4	0,0940	1	0,0346	0,0000325	9,4	2,18	630
A5	0,0730	1	0,0346	0,0000253	7,3	2,74	792
A6	0,132	30	0,0346	0,00137	396	8,56	2474

Em julho a vegetação já se apresentava praticamente seca em 50 % dos pontos de amostragem (Figura 17). O fitovolume registou valores muito baixos, se comparado com os valores iniciais, exceto para o ponto A6 que ainda possuía 40 % de coberto (Tabela 3) destacando-se dos demais pontos durante a evolução do estudo.



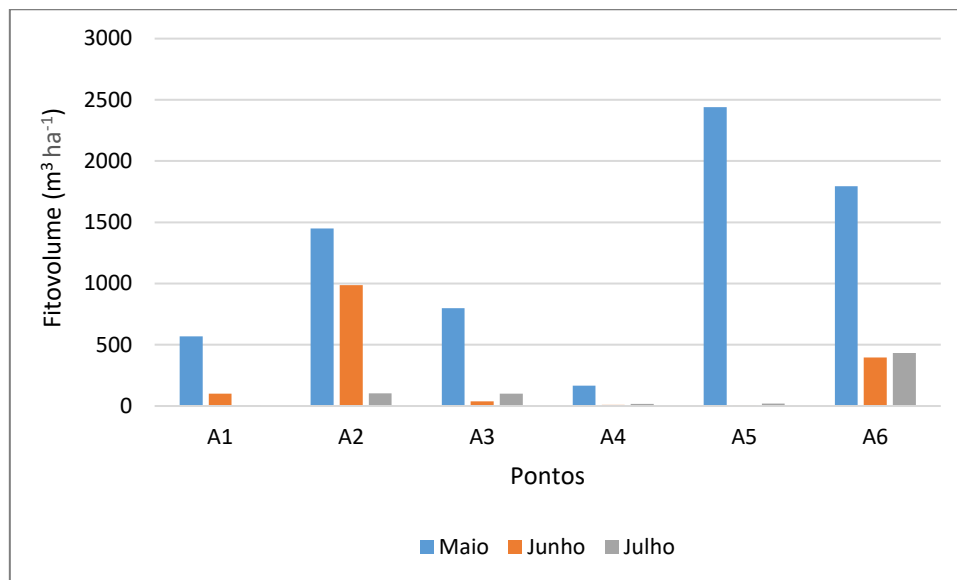
**Figura 17 - Estado da vegetação para os pontos da área A no mês de julho.**

Neste mês também foram registadas temperaturas demasiadamente elevadas, e em função desse facto a área apresentou um baixo teor de humidade do solo como apresentado nos pontos 5.2.1. e 5.3.1..

**Tabela 3. Dados do estado da vegetação para a área A no mês de julho.**

Pontos de amostragem	Altura do Estrato (m)	Porc. de coberto (%)	Área do colar (m <sup>2</sup> )	Fitovolume (m <sup>3</sup> /colar)	Fitovolume (m <sup>3</sup> ha <sup>-1</sup> )	Biomassa seca (g)	Biomassa (Kg ha <sup>-1</sup> )
A1	0,073	1	0,0346	0,0000254	7,3	0,20	58
A2	0,103	10	0,0346	0,000356	103	1,56	451
A3	0,100	10	0,0346	0,000346	100	1,58	457
A4	0,168	1	0,0346	0,0000581	16,8	0,56	162
A5	0,190	1	0,0346	0,0000657	19	0,62	179
A6	0,108	40	0,0346	0,00112	432	6	1734

A Figura 18 mostra a evolução do fitovolume para os pontos da área A, entre os meses de maio a julho de 2019.



**Figura 18 - Evolução do estado da vegetação para os pontos da área A, entre os meses de maio a julho de 2019.**

## 5.2 VARIAÇÃO ESPACIAL DOS FLUXOS DE CO<sub>2</sub> E DAS VARIÁVEIS EDAFOCLIMÁTICAS

### 5.2.1 Análise global entre áreas

Primeiramente, procurou-se avaliar se havia diferenças globais espaciais existentes entre as áreas A e B, com base na análise das variáveis  $F_{CO_2}$  ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), PAR ( $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ),  $T_{\text{solo}}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) e  $H_{\text{solo}}$  (%). Os resultados da análise de variância (Anova) e do teste de Tukey e estatísticas descritivas estão apresentados na Tabela 4.

**Tabela 4** - Parâmetros estatísticos das variáveis em análise registadas para a área A e B, no período de março a julho, em Parada, Bragança, Portugal.

Parâmetros	F <sub>CO2</sub> (μmol m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> )		PAR (μmol s <sup>-1</sup> m <sup>-2</sup> )		T <sub>solo</sub> (°C)		H <sub>solo</sub> (%)	
	A	B	A	B	A	B	A	B
Média	-0,97b	1,88a	947,55b	1327,65a	23,02b	26a	11,71a	9,03b
Mediana	-0,90	1,80	1059,78	1482,06	20,24	24,88	9,70	6,85
Erro.Padrão	0,26	0,05	32,28	32,52	0,41	0,56	0,38	0,38
Variância	26,20	0,65	412531,5	279282,05	65,21	83,26	56,36	39,09
Máximo	16,80	4,19	2091,07	2091,07	44,42	44,04	34,5	31,00
Mínimo	-19,08	-0,36	1,021	58,53	11,28	7,07	1,40	1,30

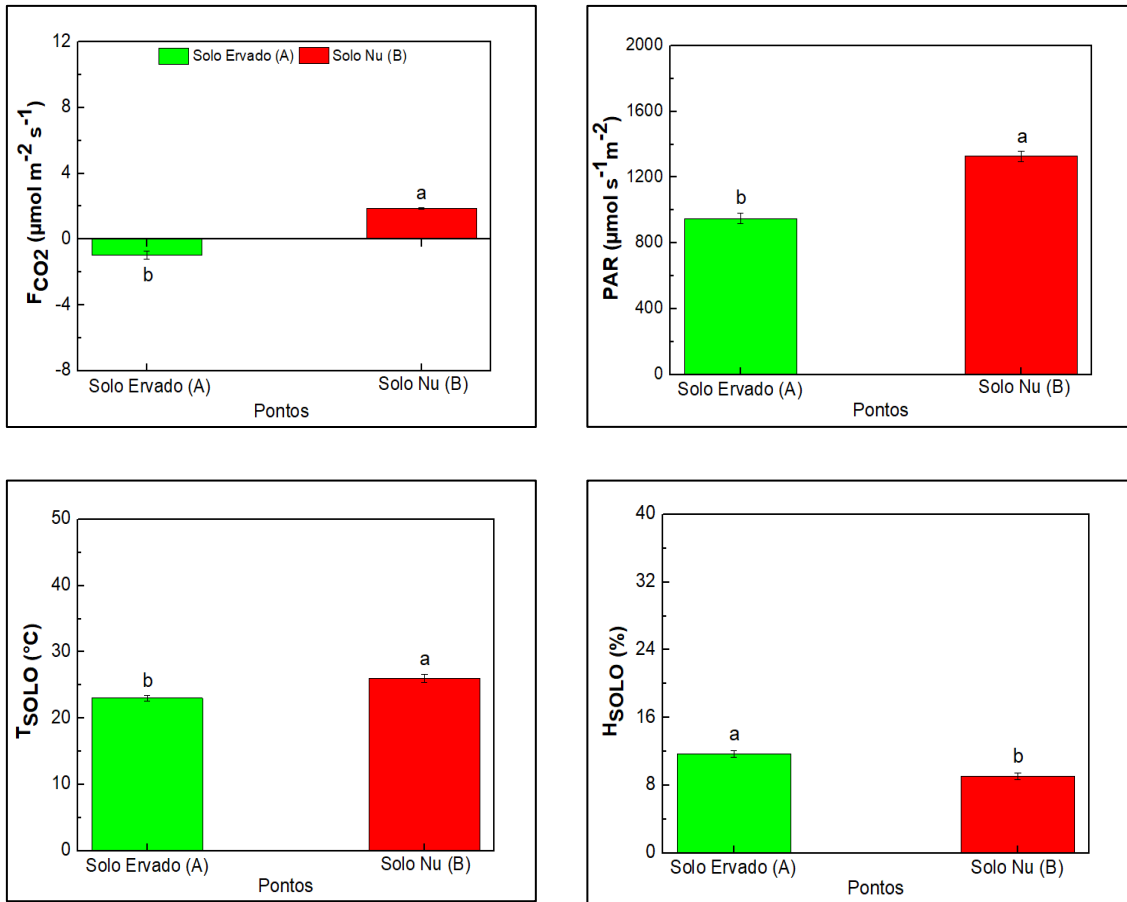
Nota: letras diferentes (a e b) por coluna nas áreas A e B indicam diferenças significativa  $p < 0,05$  pelo teste de Tukey.

**F<sub>CO2</sub>**: Fluxo de Dióxido de Carbono; **PAR**: Radiação Fotossinteticamente Ativa; **T<sub>solo</sub>**: Temperatura do solo; **H<sub>solo</sub>**: Humidade do solo.

De um modo geral, observa-se que todas as variáveis analisadas diferem significativamente entre a área A e a área B para o período diurno compreendido entre março e julho de 2019. Analisando os fluxos de CO<sub>2</sub> observa-se na área (A) (área não mobilizada com subcoberto herbáceo permanente), que a média global foi de -0,97 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>. Já na área de solo mobilizado e nu (B) a média global obtida foi de 1,88 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>, em que os valores negativos representam captação de CO<sub>2</sub> por meio da fotossíntese, e os valores positivos correspondem a emissão líquida de CO<sub>2</sub> (emissão de GEE), resultantes da respiração do ecossistema.

Na figura 19 apresenta-se a visualização gráfica da variação espacial global das médias ± erro padrão dos F<sub>CO2</sub> (μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>), PAR (μmol s<sup>-1</sup> m<sup>-2</sup>), T<sub>solo</sub> (°C) e H<sub>solo</sub> (%) do solo para as áreas A e B.

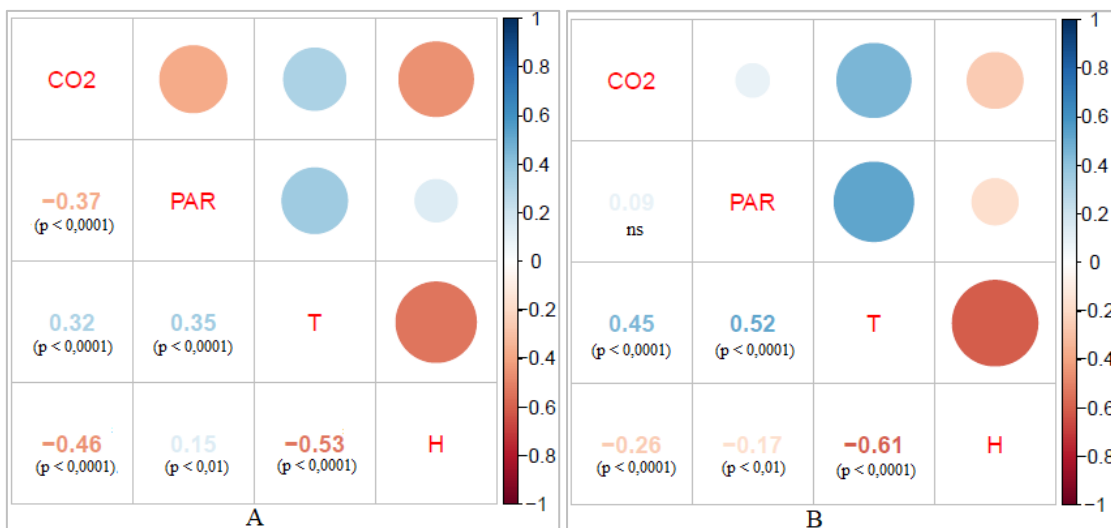
Em termos gerais, constatamos que a temperatura do solo da área B (solo nu) foi globalmente superior à registada na área A (solo ervado). Na área B, a T<sub>solo</sub> média global foi de aproximadamente 26 °C, variando entre uma mínima de 7 °C, registada em abril, e uma máxima de 44 °C, ocorrida em junho. Na área A, a T<sub>solo</sub> média global foi de 23 °C, oscilando entre uma mínima de cerca de 11 °C, ocorrida nos meses de março e abril, e uma temperatura máxima de aproximadamente 44 °C, registada em junho com a vegetação já parcialmente seca.



**Figura 19 -** Variação espacial global das médias  $\pm$  erro padrão dos  $F_{CO_2}$  ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), PAR ( $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ),  $T_{solo}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) e  $H_{solo}$  (%) do solo para o Solo Ervado (área A) e o Solo Nu (área B), referente ao período de março à Julho de 2019. Obs. As letras diferentes indicam diferenças significativas entre os pontos de amostragem avaliadas pelo teste de Tukey, para  $p < 0.05$ .

No que se refere à  $H_{solo}$  da camada superficial (até 8 cm de profundidade), os valores obtidos foram relativamente baixos para ambas as áreas devido ao facto de ter havido pouca precipitação no local, entre 1 de março e 30 junho de 2019 (213 mm, de acordo com registos meteorológicos locais). Ainda que os valores obtidos tenham sido baixos, registaram-se diferenças significativas entre a área A e a área B, com valores médios de 11,71 % e 9,03 %, respetivamente. E para ambas as áreas a oscilação registada ficou entre mínimos de 1,3 % e máximos de 34,5 %.

Por último, foi realizada uma análise no intuito de avaliar a relação de dependência entre as variáveis  $F_{CO_2}$  ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), PAR ( $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ),  $T_{solo}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) e  $H_{solo}$  (%), através da matriz de correlação de Pearson (Figura 20).



**Figura 20 - Matriz de correlação de Pearson para as variáveis em análise da avaliação global registadas para a área A e B, no período de Março a Julho, em Parada, Portugal.**

ns: não significativo ; significativo (p < 0,01)

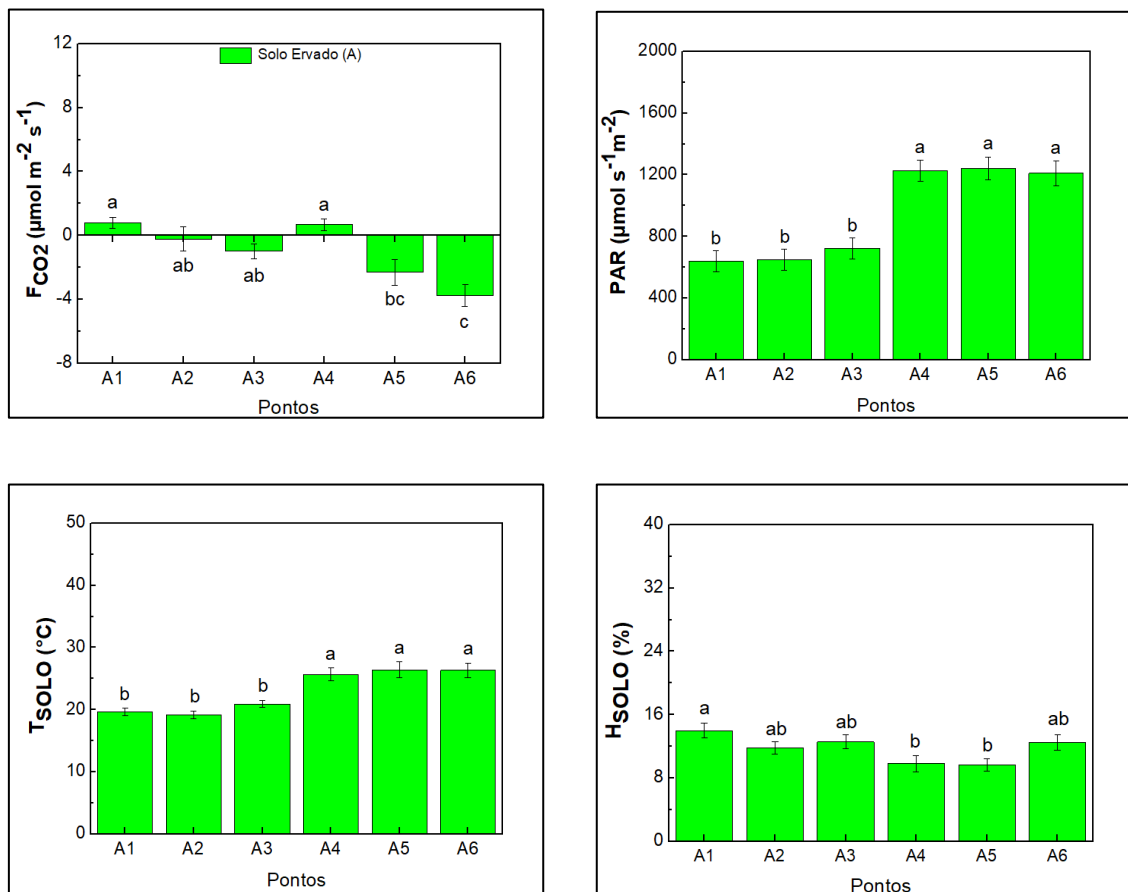
Nesta análise para ambas as áreas, os valores registados que expressam correlações mais fortes, de entre as significativas, ocorreram entre a  $T_{\text{solo}}$  (°C) e  $H_{\text{solo}}$  (%), sendo de -0,53 para a área A e de -0,61 para a área B. Em ambas as áreas foram observadas correlações significativas positivas entre o  $F_{\text{CO}_2}$  ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) e  $T_{\text{solo}}$  (°C) com 0,32 e 0,45, respetivamente e negativas entre o  $F_{\text{CO}_2}$  ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) e  $H_{\text{solo}}$  (%) sendo -0,46 e -0,26, para a área A e B, nesta ordem. É de referir que algumas correlações, apesar de significativas, apresentam valores relativamente baixos.

Para Almagro et al. (2009), o fluxo de  $\text{CO}_2$  do solo é o principal indicador da atividade microbiana e da fotossíntese. Em condições de terra firme, a temperatura do solo e o teor percentual de água no solo são as duas variáveis que exercem maior controle sob as emissões de  $\text{CO}_2$  do solo (*ibidem*). Em sistema agroflorestal em clima Mediterrâneo com baixa humidade do solo o uso da terra interfere na dinâmica do C do solo (ÁLVARO-FUENTES et al., 2018). Estes autores encontraram maiores quantidades de C em camadas superficiais do solo (0-10 cm) florestado em comparação as camadas mais profundas do solo (25 a 50 cm). Além disso, ainda constataram que as emissões de  $\text{CO}_2$  diferiram durante a estação chuvosa e seca.

### 5.2.2 Análise global intra-áreas

Neste ponto analisa-se o comportamento do  $F_{\text{CO}_2}$  ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), e restantes variáveis, PAR ( $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ),  $T_{\text{solo}}$  (°C) e  $H_{\text{solo}}$  (%), dentro de cada uma das áreas. Assim,

foram encontradas diferenças significativas, pelo teste de Tukey, entre pontos dentro da mesma área (Figura 21 e 22).



**Figura 21 - Variação espacial global das médias  $\pm$  erro padrão dos  $F_{CO_2}$  ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), PAR ( $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ),  $T_{soLO}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) e  $H_{soLO}$  (%) do solo entre os pontos do Solo Ervado (área A), referente ao período de março a julho de 2019.** Obs. As letras diferentes indicam diferenças significativas entre os pontos de amostragem avaliadas pelo teste de Tukey, para  $p < 0.05$ .

Observando os fluxos nos pontos da área A (Figura 21), verifica-se que não existem diferenças nos fluxos entre pontos na área sob a copa. Nota-se que apenas A1 e A4 apresentaram médias globais de  $F_{CO_2}$  positivos, correspondentes a emissões  $CO_2$ , de  $0,79 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  e  $0,67 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , respectivamente. Contudo, estes valores não podem ser considerados diferentes dos restantes pontos sob a copa e o ponto A4 fora da influência das copas. A imagem do ponto A4, apresentada na figura 15 no ponto 5.1, demonstra existir menor percentagem de coberto da vegetação herbácea a partir do mês de maio e por esse facto não difere dos pontos sob a copa e justifica os valores positivos observados.

Os fluxos globais observados nos pontos A2 e A3, sob as copas, são idênticos aos observados nos pontos A4 e A5 fora da influência das copas. O maior fluxo negativo

(absorção de CO<sub>2</sub> pela vegetação) foi observado no ponto A6, fora da influência das copas, com o valor de -3,76  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Este ponto apresentou em geral maior quantidade de fitovolume ao longo do tempo de observação, cerca de 1796  $\text{m}^3 \text{ha}^{-1}$ , 398  $\text{m}^3 \text{ha}^{-1}$  e 432  $\text{m}^3 \text{ha}^{-1}$ , em maio, junho e julho, respectivamente, como apresentado na figura 18 no ponto 5.1..

O efeito da sombra rarefeita dos castanheiros adultos manifesta-se de maneira diferente nos pontos sob a copa, embora a PAR observada não seja diferente. Contudo o fitovolume é maior no ponto A2 com 1450  $\text{m}^3 \text{ha}^{-1}$  e com uma tendência mais próxima dos pontos A5, com cerca de 2440  $\text{m}^3 \text{ha}^{-1}$ , e A6, com 1796  $\text{m}^3 \text{ha}^{-1}$ , no mês de maio (Figura 18 no ponto 5.1). Os pontos A1 e A4 apresentaram menores valores de fitovolume com grande redução no período maio-julho (Figura 18) o que pode justificar a emissão de CO<sub>2</sub> observada nestes pontos. Quanto maior o valor do fitovolume e quanto maior o período em que a vegetação se mantém fotossinteticamente ativa maior é a absorção de CO<sub>2</sub>. De uma maneira geral, a presença da vegetação durante o dia apresenta fluxos negativos, enquanto se mantém verde devido à absorção CO<sub>2</sub> pelo processo fotossintético. Nestas condições, a superfície comporta-se como sumidouro de CO<sub>2</sub>.

As copas têm influência tanto na radiação PAR como na temperatura do solo ( $T_{\text{solo}}$ ), tendo sido observadas diferenças significativas entre os pontos localizados na influência das copas e os pontos sem cobertura. Assim, para as variáveis PAR e  $T_{\text{solo}}$  nota-se um padrão, onde A1, A2 e A3, em ambas as situações, não apresentaram diferenças significativas entre si, registrando médias globais estatisticamente menores do que as dos pontos A4, A5 e A6, com médias de 638,32  $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ , 648,41  $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$  e 722,17  $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ , respectivamente, para a PAR.

Relativamente à temperatura as médias globais nos pontos sob a influência da copa A1, A2 e A3 foram de 19,63 °C, 19,14 °C e 20,91 °C, enquanto nos pontos A4, A5 e A6 foram de 25,70 °C, 26,32 °C e 26,42 °C, respectivamente. Como já era esperado, observa-se uma diminuição da temperatura na influência das copas. Dependendo da quantidade e da distribuição da cobertura vegetal no solo, a temperatura da superfície pode ser reduzida até 4 °C. Com uma cobertura de aproximadamente 70 %, a taxa de evaporação do solo pode reduzir-se para cerca de 25 % (TOMINAGA et al., 2002).

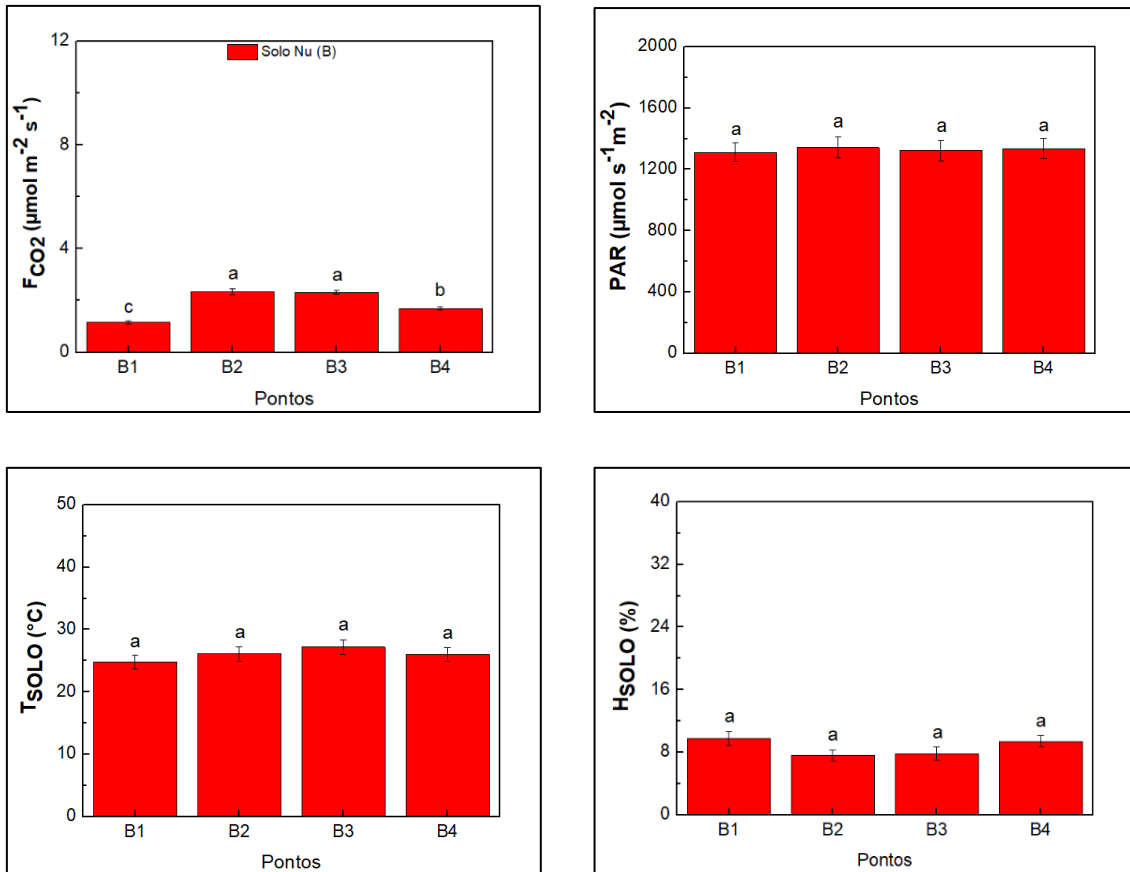
Relativamente à humidade do solo a influência das copas não se faz sentir praticamente nesta variável.

Na área B (Figura 22), observa-se que para a variável  $F_{CO_2}$ , os pontos B2 e B3 não diferem significativamente, com médias de  $2,35 \mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$  e  $2,31 \mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ , respectivamente. Nesta avaliação, B1 registou a menor média global, com cerca de  $1,17 \mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$  diferindo dos demais pontos. O ponto B4 registou um valor de  $1,69 \mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$  sendo igualmente diferente dos restantes.

Em relação à variação espacial global entre os pontos, as variáveis PAR ( $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ),  $T_{\text{solo}}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) e  $H_{\text{solo}}$  (%) não apresentaram diferenças significativas entre os pontos, apesar de se distinguirem em termos de magnitude. A PAR obteve médias oscilando entre  $1311,16 \mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$  a  $1341,42 \mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ . A  $T_{\text{solo}}$  registou médias entre  $24,75 ^{\circ}\text{C}$  e  $27,18 ^{\circ}\text{C}$ . e a  $H_{\text{solo}}$  variou entre médias de  $7,84\%$  e  $10,37\%$ . Assim, a variação encontrada nos fluxos pode ser atribuída à massa microbiana que está relacionada com os teores de matéria orgânica no solo, sendo admitida algumas variações de ponto para ponto. Em média os valores da biomassa microbiana no local são de  $173,3 \text{mgC kg}^{-1}$  de solo (DIEGUES et al., 2019).

Diante da resposta obtida para os fluxos em ambas as áreas, vale lembrar que na área B (Figura 22), apesar de apresentar valores distintos, as condições eram semelhantes entre os pontos, o que não ocorria na área A, em que o desenvolvimento da vegetação podia apresentar crescimentos diferentes ao longo do tempo e afetar a taxa fotossintética e, conseqüentemente, os fluxos.

De um modo geral, sabe-se que a produção de  $\text{CO}_2$  em solos não calcários surge quase inteiramente da respiração autotrófica (respiração da raiz) e heterotrófica (decomposição microbiana da matéria orgânica do solo). Como todos os produtos de reações químicas e bioquímicas, estes processos do solo são igualmente dependentes da temperatura (WU et al, 2010) e do conteúdo de água do solo (DAVIDSON e JANSSENS, 2006; SUSEELA, 2011).



**Figura 22 - Variação espacial global das médias  $\pm$  erro padrão dos  $F_{CO_2}$  ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), PAR ( $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ),  $T_{SOLO}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) e  $H_{SOLO}$  (%) do solo entre os pontos do Solo Nu (área B), referente ao período de março à julho de 2019. Obs. As letras diferentes indicam diferenças significativas entre os pontos de amostragem avaliadas pelo teste de Tukey, para  $p < 0.05$ .**

Todavia, enquanto os efeitos da temperatura do solo na respiração heterotrófica são diretos e implicam uma correlação positiva entre a temperatura e as emissões de  $CO_2$ , desde que outros fatores não sejam limitantes (MEIXNER e YANG, 2006; FERREIRA et al., 2012), o efeito da humidade do solo é bem mais complexo, uma vez que a água do solo influencia a taxa de fornecimento de  $O_2$  e, portanto, determina se são os processos aeróbios ou anaeróbios que prevalecem no solo (SCHINDLBACHER, 2004; PILEGAARD et al., 2006). O conteúdo de água do solo também é importante para o suprimento de substrato para microrganismos do solo (MEIXNER e YANG, 2006).

Apesar de haver alguma conflitualidade relativamente à influência da  $H_{SOLO}$  nos  $F_{CO_2}$ , as maiores emissões de  $CO_2$  têm sido reportadas para um teor intermédio de humidade, enquanto condições secas e húmidas conduzem a uma redução das emissões de  $CO_2$  (SCHAUFLER et al., 2010; SUSEELA, 2011). No entanto, se a humidade do solo se torna limitante, os fluxos de  $CO_2$  são suprimidos independentemente das elevadas temperaturas do solo (DAVIDSON et al., 1998; GARTEN et al., 2009).

O fluxo de CO<sub>2</sub> do solo é frequentemente relacionado positivamente com variáveis como humidade, a temperatura, matéria orgânica do solo (MOS) e atividade microbiana (STOYAN et al., 2000; CONANT et al., 2001; XU e QI, 2001).

### 5.3 VARIAÇÃO TEMPORAL DOS FLUXOS DE CO<sub>2</sub> E DAS VARIÁVEIS EDAFOCLIMÁTICAS

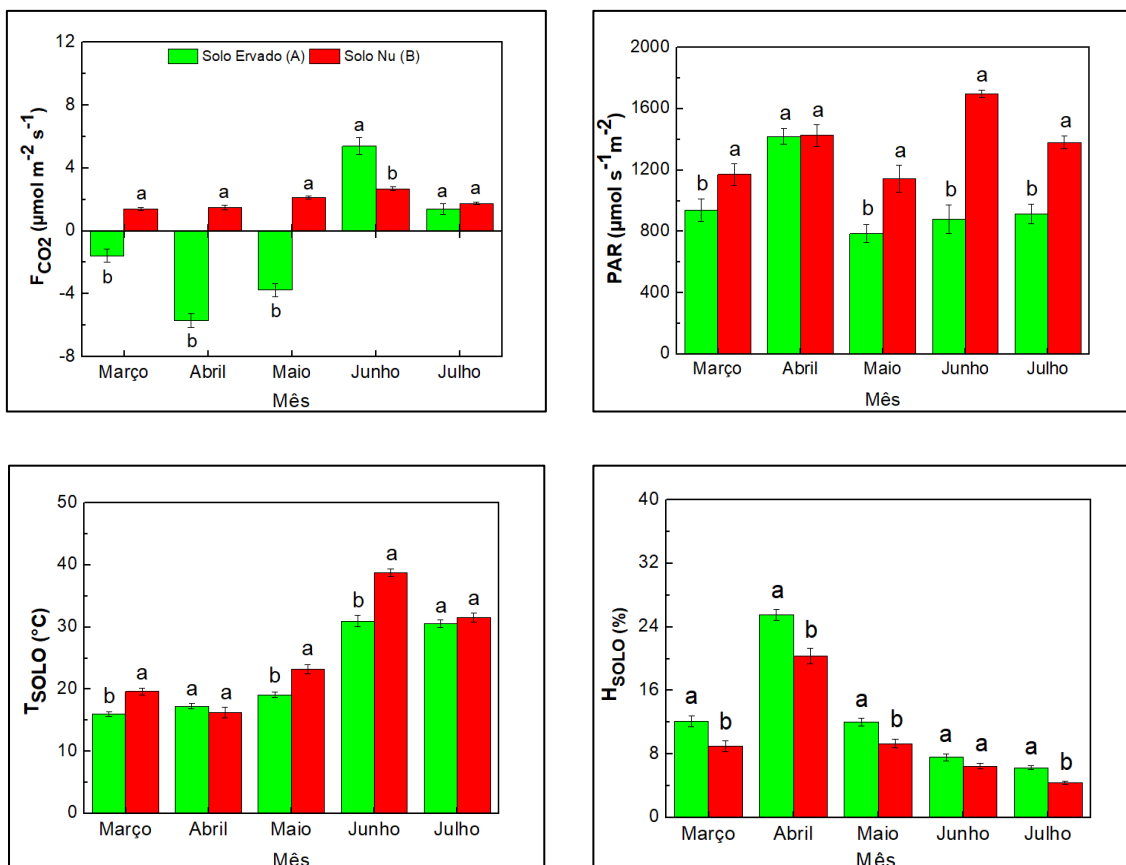
#### 5.3.1 Análise mensal

Nesta análise, procurou-se avaliar a evolução de cada variável em função do tempo e comparar as diferentes respostas das variáveis entre as áreas, no intuito de identificar qual das áreas se comportava como sumidouro ou fonte emissora de CO<sub>2</sub>, com base nos seus valores mensais dos fluxos. Os resultados da análise da evolução temporal das variáveis F<sub>CO<sub>2</sub></sub> (μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>), PAR (μmol s<sup>-1</sup> m<sup>-2</sup>), T<sub>solo</sub> (°C) e H<sub>solo</sub> (%) estão apresentados na figura 23, para a área A e área B.

A variação temporal permitiu compreender um pouco melhor a interação entre os vários fatores ambientais estudados e a dinâmica da transferência líquida de CO<sub>2</sub>, ao longo de um período de cinco meses, em condições de temperaturas moderadas a elevadas e conteúdo baixo de água no solo.

A área do solo ervado (A) registou os maiores valores médios para a H<sub>solo</sub> (%) em todos os meses, e somente para o mês de junho, os valores foram estatisticamente iguais para ambas as áreas. Nota-se que de março para abril a humidade aumentou em ambas as áreas chegando a 25,5 (%) na área A e 20,4 (%) na B e nos meses seguintes ocorreu um decréscimo gradual, devido à redução da humidade natural com a chegada do verão e a ausência de chuva. A água no solo é em geral superior com o subcoberto ervado no período de março a julho o que demonstra não ter havido competição pela água.

No que se refere à radiação PAR, o perfil temporal difere entre áreas, sendo que na área B a média mais elevada foi registada em junho, com a magnitude de 1698,7 μmol s<sup>-1</sup> m<sup>-2</sup>. Na área A observaram-se valores médios mínimos de 784,9 μmol s<sup>-1</sup> m<sup>-2</sup> e máximos de 1420,1 μmol s<sup>-1</sup> m<sup>-2</sup>. Em abril, as áreas apresentaram médias estatisticamente equivalentes de 1420,1 μmol s<sup>-1</sup> m<sup>-2</sup> e 1425,9 μmol s<sup>-1</sup> m<sup>-2</sup> para a área A e B, respectivamente. Duma maneira geral a radiação PAR foi superior no solo nu relativamente ao solo ervado.



**Figura 23 - Variação temporal global das médias  $\pm$  erro padrão dos  $F_{CO_2}$  ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), PAR ( $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ),  $T_{soil}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) e  $H_{soil}$  (%) para o Solo Ervado (área A) e do Solo Nu (área B), referente ao período de março à Julho de 2019. Obs. As letras diferentes indicam diferenças significativas entre as áreas de amostragem avaliadas pelo teste de Tukey, para  $p < 0.05$ .**

Os valores médios mais elevados para a temperatura do solo  $T_{soil}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) foram registados no mês de junho com  $38,71^{\circ}\text{C}$  na área B e  $30,95^{\circ}\text{C}$  na A. Duma maneira geral a temperatura também foi mais elevada no solo nu relativamente ao solo ervado.

Relativamente aos fluxos, verificou-se que nos meses de março, abril e maio, a área A registou médias com valores negativos, cerca de  $-1,57 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ,  $-5,71 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  e  $-3,76 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , nessa ordem, ou seja, captou  $\text{CO}_2$ , tendo funcionado como sumidouro de C. Nos meses de junho e julho passou a fonte emissora de  $\text{CO}_2$  para a atmosfera, devido à perda de atividade fotossintética por parte da vegetação uma vez que esta seca com o aproximar do verão. Já a área B, para o mesmo período, apresentou médias superiores e estatisticamente diferentes de  $F_{CO_2}$ , sendo  $1,4 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ,  $1,5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  e  $2,13 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . No entanto, a média da magnitude dos efluxos de  $\text{CO}_2$  (transferência de  $\text{CO}_2$  do solo para a atmosfera) medidos na área B, com cerca de  $2,67 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , corresponde a metade das taxas líquidas de emissão de  $\text{CO}_2$  ocorridas em junho na área A, aproximadamente  $5,34 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Os maiores fluxos de emissão de

CO<sub>2</sub> do solo ervado (área A) com a vegetação praticamente seca eram esperados, devido às diferenças das propriedades do solo, densidade de raízes e atividade microbiana promovida pelas plantas vasculares (JIANG et al., 2005), descendo no mês de julho para valores idênticos aos da área B. De qualquer forma a área B, correspondente ao solo nu, comportou-se sempre como fonte emissora de CO<sub>2</sub>.

Em abril, com o início da primavera, observou-se um crescimento maior da vegetação na área ervada (A) tendo-se observado em todos os pontos da área um processo de embaçamento da câmara (Figura 24). Este efeito também se notou nos pontos A1, A2 e A3 que naquela altura ainda não tinham muita sombra, a não ser a dos troncos dos castanheiros, pois os mesmos ainda se encontravam sem folhas.

Com base na análise da correlação de Pearson, as relações de dependência entre o F<sub>CO2</sub> e as demais variáveis mostram que os resultados para o solo ervado (A) apresentaram mais correlações significativas com a PAR ( $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ), sendo (-0,74, em março; -0,34, em junho e -0,49, em julho) e com a T<sub>solo</sub> (°C), apresentando coeficientes de (-0,74, em março; -0,34, em junho e -0,41, em julho). Para o solo nu (B) foi com a PAR ( $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ), sendo (0,56, em abril; 0,50, em junho e -0,62, em julho) e com a H<sub>solo</sub>, sendo (-0,70, em abril; e -0,27 em julho). A correlação de Pearson mostra a relação de dependência que envolve as duas variáveis, justificando o facto de uma aumentar ou diminuir em função da outra. Para além disso, muitos autores mencionam as dificuldades que existem em investigar a influência isolada de qualquer parâmetro edafoclimático, a partir das medições de campo, por apresentarem interdependência entre si (LOGNOUL et al., 2017).

Todavia, com base numa leitura direta e simplista dos coeficientes de correlação, pode afirmar-se que: 1) o aumento da PAR contribuiu para o aumento das taxas fotossintéticas e, conseqüentemente, para o aumento da absorção líquida de CO<sub>2</sub> pelas plantas (valores mais negativos de TLE); 2) o aumento da T<sub>solo</sub> aparece associado a uma redução da absorção líquida de CO<sub>2</sub>, justificável pelo efeito positivo que a T<sub>solo</sub> tem nos efluxos de CO<sub>2</sub>, desde que outros fatores não sejam limitantes; 3) o aumento da H<sub>solo</sub> conduziu ao aumento da absorção líquida de CO<sub>2</sub> (área A), muito provavelmente por contribuir para a diminuição do stress hídrico da vegetação e, conseqüentemente, aumentar as trocas gasosas entre as plantas e a atmosfera; 4) as maiores emissões de CO<sub>2</sub> do solo (sem vegetação) estiveram associadas aos valores mais elevados de T<sub>solo</sub> e aos mais baixos de H<sub>solo</sub>.

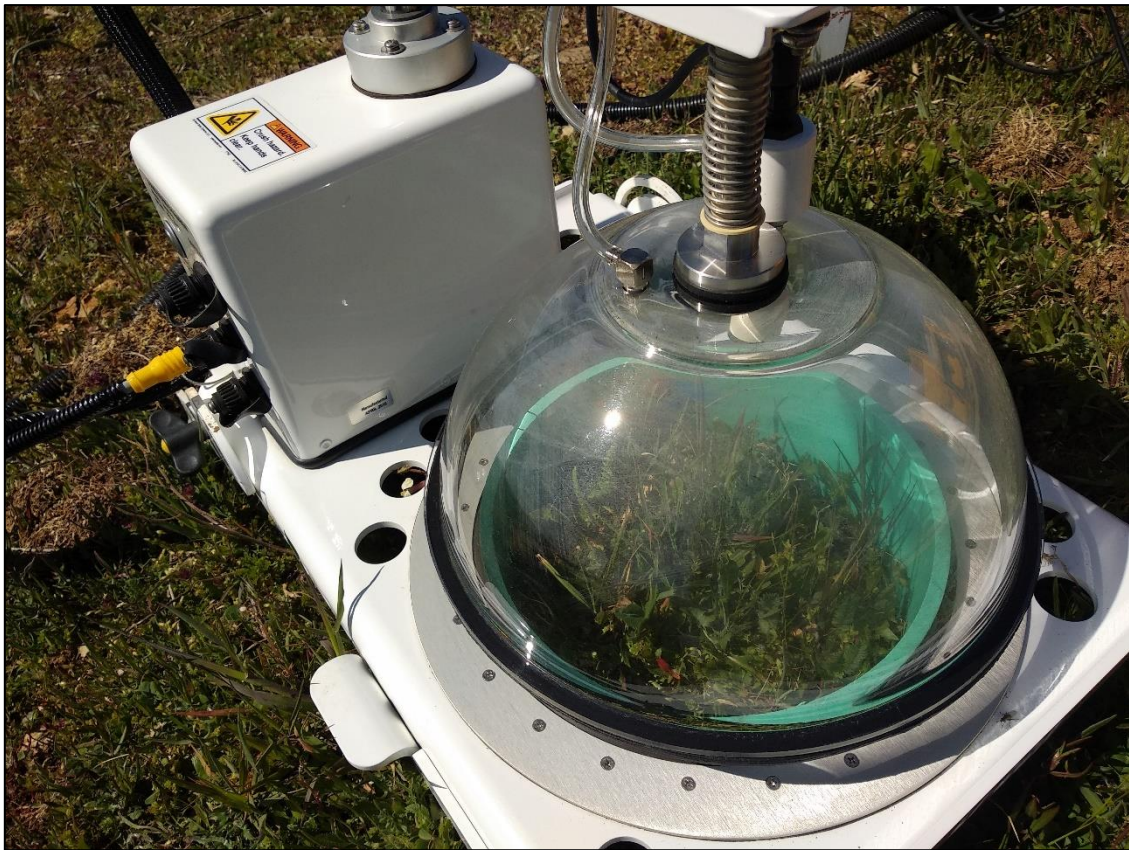


Figura 24 - Registro de embaçamento na câmara transparente de longo prazo (8100-104C), no momento das medições na área ervada (A).

A PAR ( $\mu\text{mol s}^{-1} \text{ m}^{-2}$ ) demonstrou ser uma variável extremamente importante durante as medições de fluxo de  $\text{CO}_2$  do solo, principalmente na área A. Skinner (2007) considerou que a PAR foi o melhor preditor para os fluxos, enquanto a fotossíntese e a respiração respondiam à temperatura. Por isso, quando há presença de folhas no interior de uma câmara transparente, a luz que incide sobre a folha será reduzida em cerca de 10%. A fotossíntese pode responder rapidamente a esta redução e deve equilibrar em poucos segundos. A resposta estomática pode levar mais tempo mas uma redução de 10% na luz geralmente não irá causar alterações altamente significativas (NORMAN et al., 1992). No entanto, em estudo diurno com câmara transparente para diferentes condições de luz numa mesma área, e incluindo o volume da vegetação, os resultados mostraram que os fluxos da TLE variaram de  $-14,48 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  a  $12,67 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  com uma média de  $1,53 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  (MORTON e HEINEMEYER, 2018).

Em relação à área B, mesmo que as diferenças observadas para os fluxos de  $\text{CO}_2$  entre as áreas já fossem esperadas, certamente que as práticas de manejo influenciaram

para que a área atuasse como fonte emissora de CO<sub>2</sub> para a atmosfera durante os 5 meses de estudo. Como apresentado, a área *B* possui um solo totalmente exposto, no que se refere ao subcoberto vegetal, com mobilizações frequentes feitas como práticas convencionais para controle das infestantes dos castanheiros recém plantados na área.

A desestruturação física do solo associada à mobilização induz a maiores emissões de CO<sub>2</sub>, principalmente nas primeiras horas, isso se deve à intensa atividade de revolvimento do solo que acarreta o rompimento dos agregados do solo e parte do carbono anteriormente protegido em seu interior é exposta à ação microbiana, tornando-o mais suscetível à mineralização (REICOSKY e ARCHER, 2007; SCHWARTZ et al., 2010). Logo após as mobilizações de preparo, aumenta a temperatura e o arejamento do solo e, conseqüentemente, ocorre maior acessibilidade a oxigênio, necessário para a atividade dos microrganismos aeróbios na decomposição da matéria orgânica do solo (GESCH et al., 2007).

### 5.3.2 Variação diária

A evolução dos fluxos horários de CO<sub>2</sub> ao longo do ciclo de vinte e quatro horas para os diferentes ensaios realizados nos 4 meses de avaliação encontram-se representados nas Figuras 25 a 30.

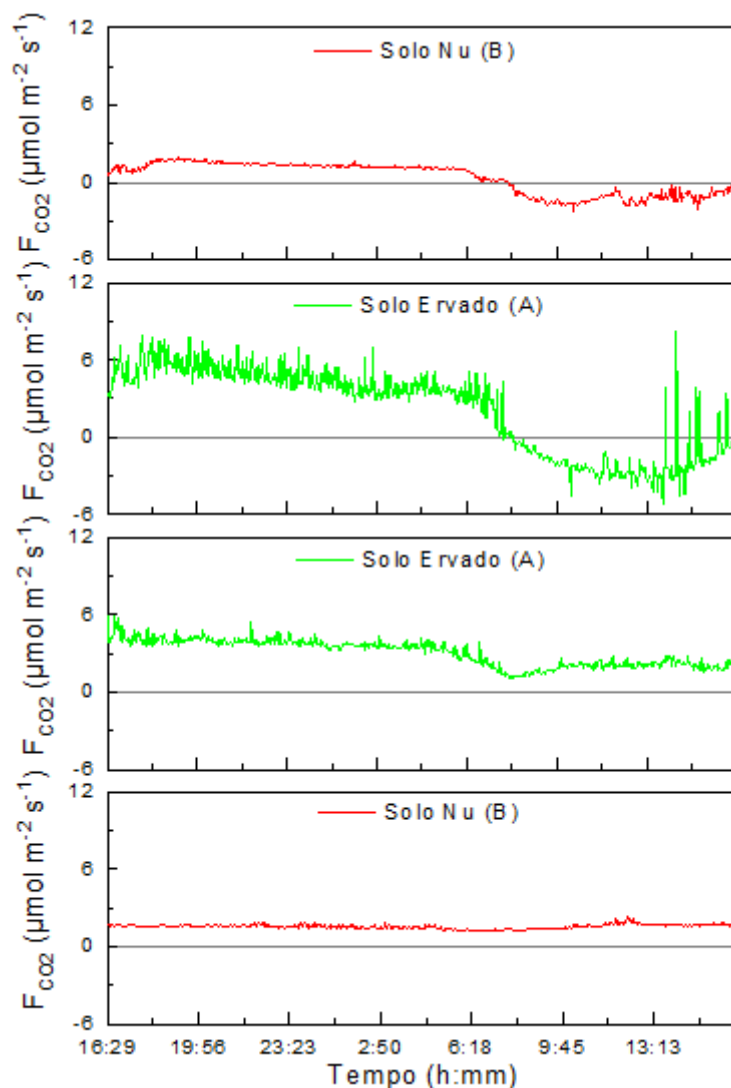
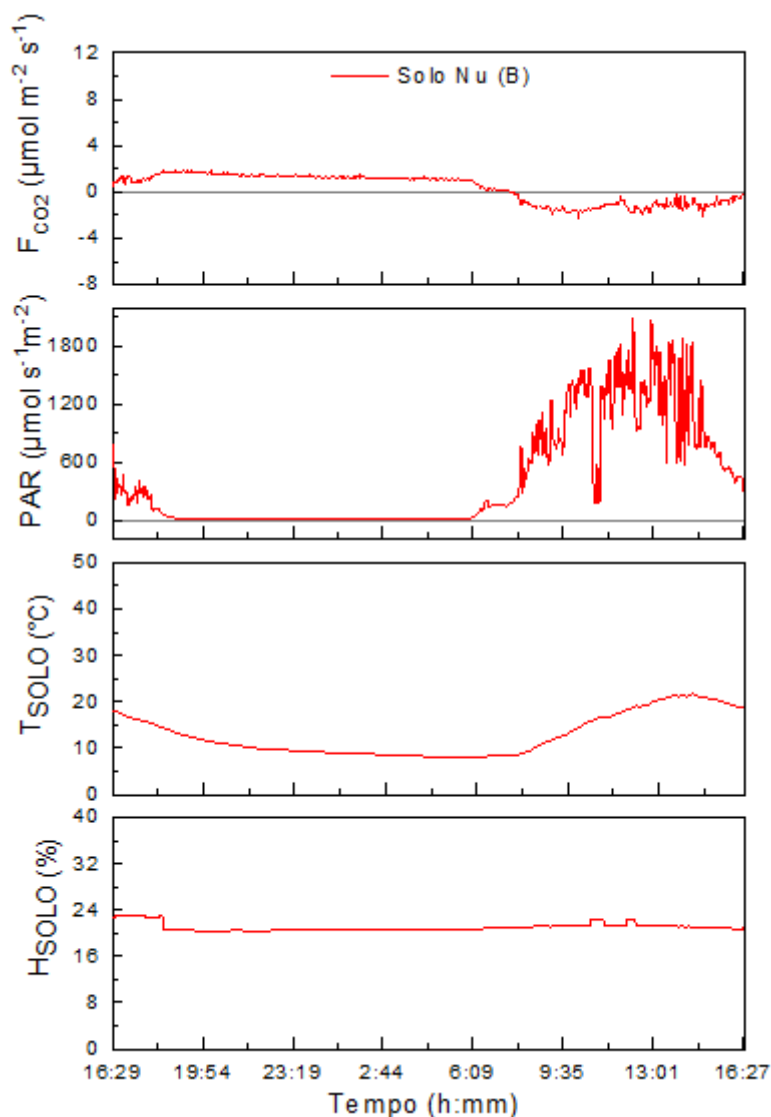


Figura 25 - Avaliação Global dos  $F_{CO_2}$  ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) para o Solo Nu (área A) e Solo Ervado (área B), no período referente a abril (área B), maio (área A), junho (área A) e julho (área B) para os ensaios de 24h.

Pode observar-se que o  $F_{CO_2}$  manteve uma tendência de seguir o ciclo solar nos meses de abril, maio e junho, mas em julho o comportamento da curva foi diferente, demonstrou menores oscilações e manteve-se quase sempre constante. Observa-se que, durante o período noturno, a curva demonstra que o fluxo foi maior e positivo para todos os meses, quando comparado ao seu comportamento no período diurno, exceto para o mês de julho, pois esse durante a noite emitiu de forma constante e semelhante a maior parte do dia.

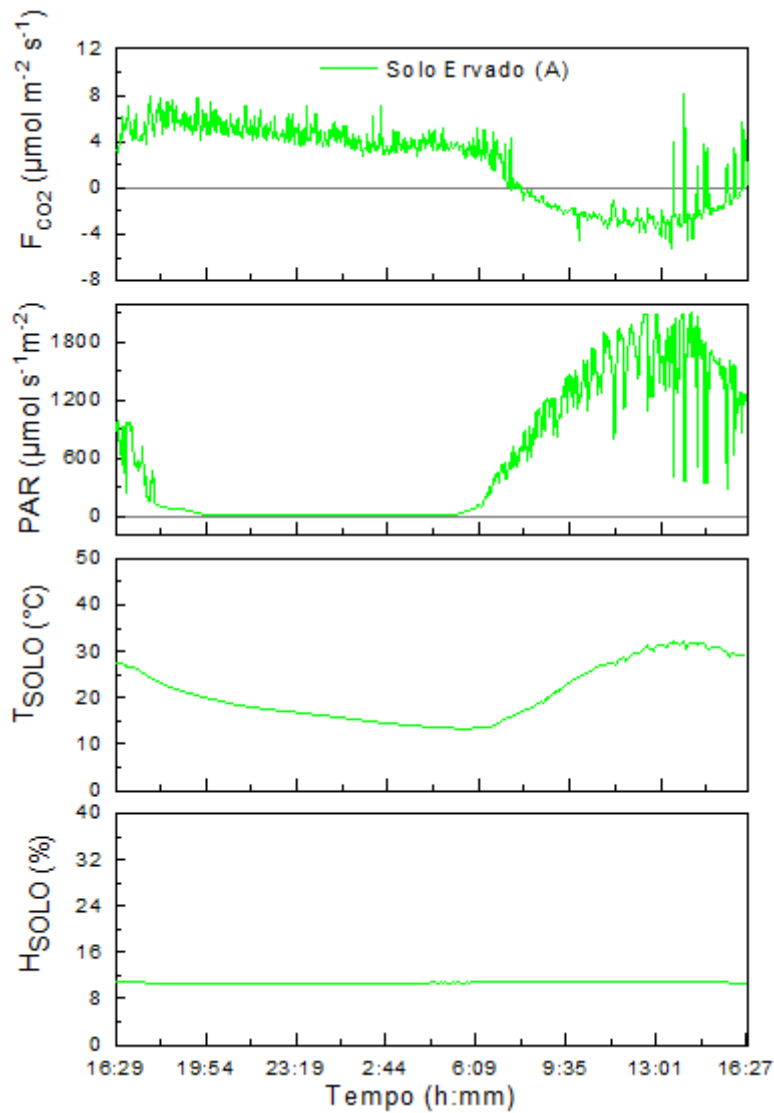
As medições horárias para os fluxos de  $CO_2$  e as demais variáveis estudadas para o mês de abril encontram-se na figura 26.



**Figura 26 - Variação Temporal dos  $F_{CO_2}$  ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), PAR ( $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ),  $T_{\text{solo}}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) e  $H_{\text{solo}}$  (%) para o Solo Nu (área B), para o ensaio de 24h referente ao mês de abril de 2019.**

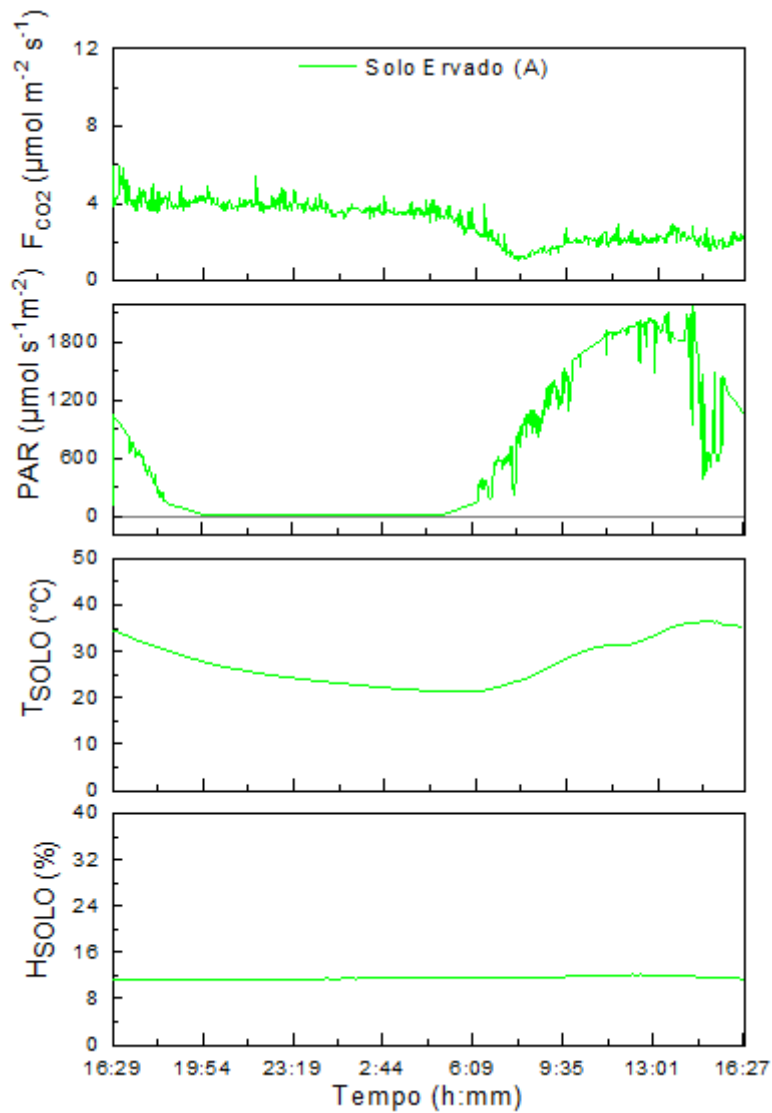
A área *B* registrou a menor média para  $T_{\text{solo}}$ , sendo  $12,72^{\circ}\text{C}$  e variou moderadamente com mínima de  $7,8^{\circ}\text{C}$  e máxima de  $21,7^{\circ}\text{C}$ . Esta área apresentou a maior média percentual de  $H_{\text{solo}}$ , com  $20,98\%$ , entre os meses de ensaio. Já a PAR obteve a segunda maior média, cerca de  $406,68 \mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ , oscilando consideravelmente com mínima de  $1,021 \mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$  e o máxima de  $2097,22 \mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ .

Para o mês de maio (área A), os fluxos registraram elevadas variações, obtendo um valor médio de  $2,17 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , e o valor mínimo de  $-5,32 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  ocorrido após as 9:30 da manhã (Figura 27). A média da  $T_{\text{solo}}$  foi de  $20,98^{\circ}\text{C}$  e a  $H_{\text{solo}}$   $10,78\%$ .



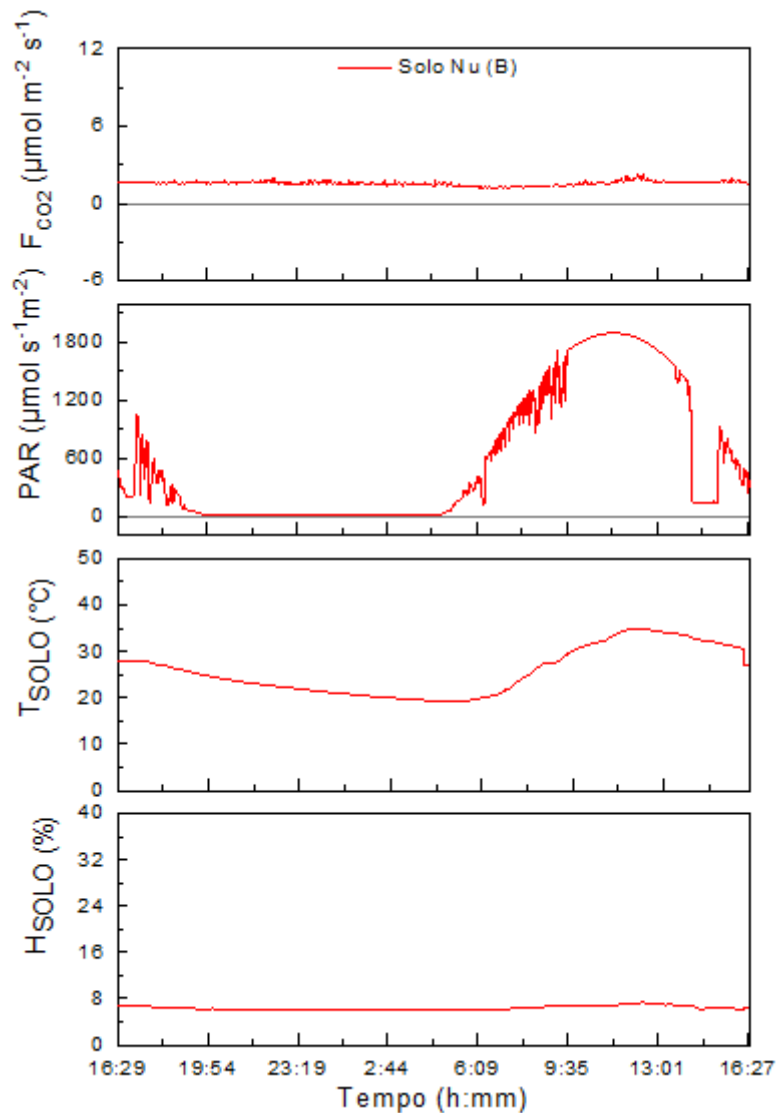
**Figura 27 - Variação Temporal dos  $F_{CO_2}$  ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), PAR ( $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ),  $T_{\text{Solo}}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) e  $H_{\text{Solo}}$  (%) para o Solo Ervado (área A), para o ensaio de 24h referente ao mês de maio de 2019.**

Durante o ensaio realizado em junho (área A), registrou-se a maior média para a  $T_{\text{Solo}}$  do período do estudo, com cerca de  $27,46^{\circ}\text{C}$ , e a amplitude térmica variou entre mínima de  $21,22^{\circ}\text{C}$  e máxima a  $36,6^{\circ}\text{C}$  (Figura 28).



**Figura 28 - Variação Temporal dos  $F_{CO_2}$  ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), PAR ( $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ),  $T_{\text{solo}}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) e  $H_{\text{solo}}$  (%) do Solo Ervado (área A), no ensaio de 24h referente ao mês de junho de 2019.**

Em julho realizou-se o último ensaio de 24 horas, na área “representativa” de B. Os resultados das medições registaram uma média de  $1,93 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  para o  $F_{CO_2}$ , que por sua vez foi estatisticamente equivalente à média apresentada para o ensaio de maio (área A). Assim como os fluxos, a  $T_{\text{solo}}$  também obteve a segunda maior média dos ensaios, cerca de  $25,12 ^{\circ}\text{C}$ . Por outro lado, registou-se a menor média de  $H_{\text{solo}}$  para todo o período de estudo, com cerca de  $6,75 \%$ , onde o valor mínimo foi  $6 \%$  e o máximo  $7,3 \%$ , ilustrando pouca variação (Figura 29).



**Figura 29 - Variação Temporal dos  $F_{CO_2}$  ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), PAR ( $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ),  $T_{\text{solo}}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) e  $H_{\text{solo}}$  (%) do Solo Nu (área B), para o ensaio de 24h referente ao mês de julho de 2019.**

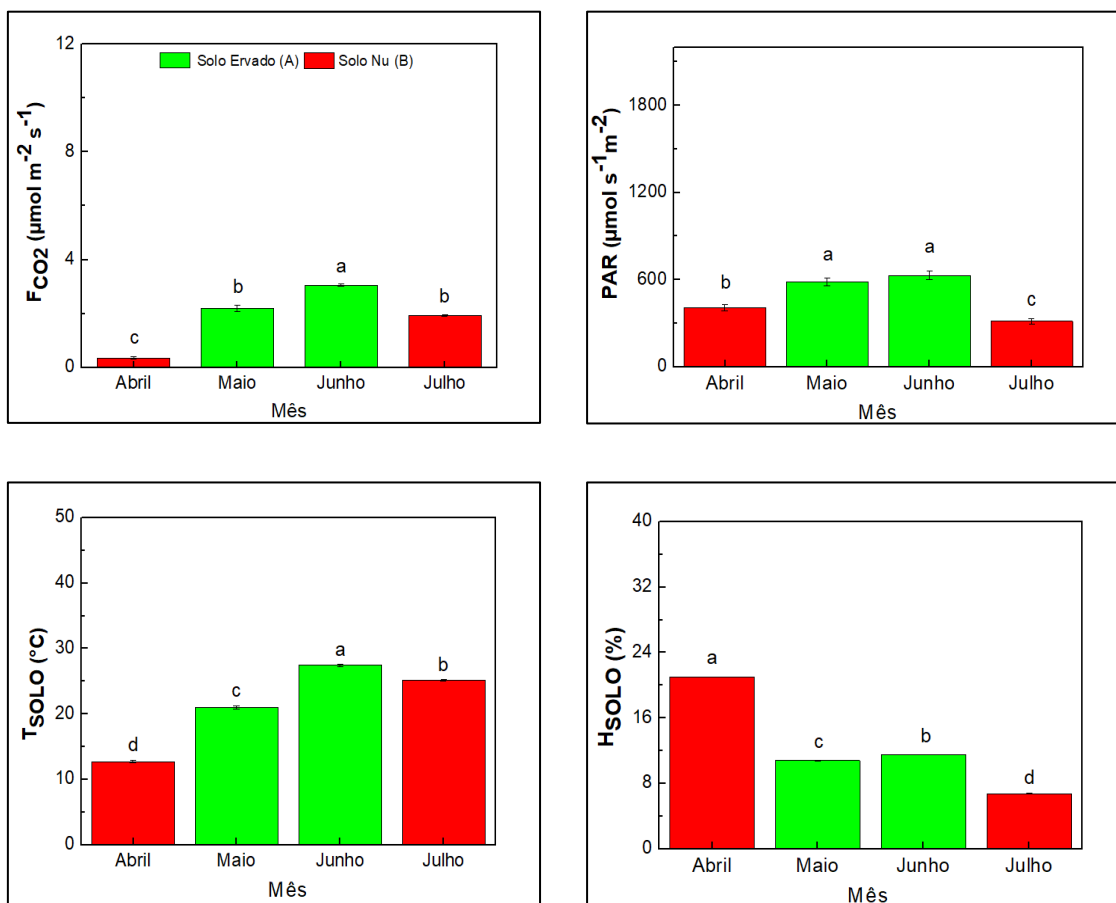
Em julho (Figura 30), a correlação entre  $F_{CO_2}$  ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) e  $H_{\text{solo}}$  (%) foi significativa de 0,605, o que possivelmente pode explicar a mudança na tendência dos fluxos, visto que a baixa umidade do solo e poucos eventos de precipitação, influenciam na dinâmica do carbono do solo. Rutledge (2014) constatou que o teor de umidade mostrou uma relação de 99% ao explicar as variações de  $F_{CO_2}$  entre um sistema de pastagem com cultivo e outro sem.

Por outro lado, um baixo teor de água no solo pode inibir a atividade microbiana e a respiração radicular (YUSTE et al., 2003; LUO e ZHOU, 2006). Em geral, no que diz respeito aos fluxos de  $CO_2$ , diversos estudos concluem que a sensibilidade da respiração do solo à temperatura não é uma relação constante, normalmente observou-se que a

correlação se dava de forma negativa com a temperatura e positivamente com a humidade do solo (JANSSENS e PILEGAARD, 2003; JIA et al.,2013).

No entanto, quando o teor de humidade excede os níveis ótimos, a decomposição microbiana aeróbica pode ser suprimida devido à baixa disponibilidade de oxigénio, resultando em baixas taxas de respiração do solo (WU e BROOKES, 2005; DAVIDSON e JANSSENS, 2006). Entretanto, na presença de temperaturas muito baixas e com solo sem vegetação, o fluxo líquido de CO<sub>2</sub> é quantificado como sendo apenas a respiração heterotrófica do solo (DYUKAREV, 2017). Assim, o armazenamento de carbono no solo depende do equilíbrio entre estes dois fatores edafoclimáticos (TERAMOTO et al., 2017).

Com base nestes dados, foi igualmente efetuada uma avaliação global ao longo dos 4 meses de estudo, como se mostra na figura que se segue.



**Figura 30 - Avaliação das médias ± erro padrão globais dos F<sub>CO2</sub> (μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>), PAR (μmol s<sup>-1</sup> m<sup>-2</sup>), T<sub>SOLO</sub> (°C) e H<sub>SOLO</sub> (%) para o Solo Nu (área B) e Solo Ervado (área A), no período referente de abril à julho para os ensaios de 24h. Obs. As letras diferentes indicam diferenças significativas entre áreas de amostragem avaliadas pelo teste de Tukey, para p<0.05.**

Analisando a figura 30 constata-se que para o período de 24 horas a superfície se comportou como fonte de CO<sub>2</sub> ao longo dos diferentes meses, com fluxos a variarem entre 0,342 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>, para o mês de abril (área B), e 3,053 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> em junho (área A). As monitorizações de maio e junho não apresentaram diferenças significativas.

Ainda que as condições da superfície destes ensaios não tenham sido necessariamente representativas das prevalentes na área A e na Área B, fica evidente que a manutenção do subcoberto vegetal é importante para reduzir as emissões de CO<sub>2</sub> para a atmosfera. Contudo, a comparação do solo nu vs solo ervado não poderá ser feita uma vez que não temos avaliações simultâneas para o mesmo período em análise.

## 6. CONCLUSÃO

O estudo apresentado permitiu obter um conjunto de dados que podem ser muito relevantes para o setor florestal e agroflorestal, num país como Portugal onde o tipo de informação recolhida é bastante lacunar.

Do ponto de vista de gestão do carbono do solo, constatou-se que as práticas de gestão exercem uma influência significativa na produção líquida dos ecossistemas. No balanço global, observou-se que os solos mobilizados se comportaram como fontes importantes de carbono inorgânico, registando um fluxo de  $1,88 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , enquanto os solos não mobilizados, com coberto vegetal, se comportaram como sumidouros apresentando um fluxo de  $-0,97 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Entretanto, na avaliação mensal, constatou-se que, durante o período de crescimento vegetativo a área A foi sumidouro e emissor no período em que a vegetação fica fisiologicamente inativa.

Os resultados mostraram ainda que existe uma variabilidade significativa nos fluxos de  $\text{CO}_2$  entre os pontos de amostragem dentro da mesma área de análise, apesar da caracterização química da área B demonstrar a existência de um solo relativamente homogêneo até aos 30-40 cm de profundidade. A variação dos fluxos é atribuída à variação natural existente nos solos, sobretudo no que à matéria orgânica diz respeito e relação C/N, sendo difícil assegurar condições de homogeneidade semelhante às que se podem observar em condições controladas de Laboratório.

Por outro lado, as variáveis edafoclimáticas e manejo do solo observadas *in situ* exerceram também uma importante influência na magnitude dos fluxos de  $\text{CO}_2$ , uma vez que a radiação fotossinteticamente ativa e a humidade do solo apresentaram maiores correlações na área A e a temperatura do solo e a humidade do mesmo na área B.

Os ensaios de 24 horas não foram conclusivos devido às condições e número de monitorizações efetuadas não permitirem a comparação. Trata-se apenas de uma avaliação exploratória que necessita de estudos posteriores.

O estudo comparativo realizado nas duas áreas com manejo contrastante demonstrou que a presença de vegetação herbácea permanente no subcoberto dos soutos altera a dinâmica do carbono no solo e por isso constitui uma prática cultural ambientalmente mais sustentável. Por outro lado, as monitorizações da humidade no solo, no período março-julho, demonstraram valores superiores na área A (subcoberto ervado)

em relação à área *B* (solo nu) o que demonstra que a competição da vegetação herbácea pela água não se fez sentir.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABDO, M. T. V. N.; VALERI, S. V.; MARTINS, A. L. M. Sistemas agroflorestais e agricultura familiar: uma parceria interessante. **Revista Tecnologia & Inovação Agropecuária**, p. 50 - 59 2008. Disponível em:<[https://www.researchgate.net/profile/Maria\\_Teresa\\_Abdo/publication/261706306\\_SISTEMAS\\_AGROFLORESTAIS\\_E\\_AGRICULTURA\\_FAMILIAR\\_UMA\\_PARCEIRIA\\_INTERESSANTE/links/00b7d535175fa47cd3000000.pdf](https://www.researchgate.net/profile/Maria_Teresa_Abdo/publication/261706306_SISTEMAS_AGROFLORESTAIS_E_AGRICULTURA_FAMILIAR_UMA_PARCEIRIA_INTERESSANTE/links/00b7d535175fa47cd3000000.pdf)>.

AIRES, L. M. **Fluxos de CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O e energia numa pastagem mediterrânica C3/C4**. Tese de Doutoramento. Universidade de Aveiro, 2007. Disponível em:<<https://ria.ua.pt/bitstream/10773/699/1/2008001193.pdf>>.

AKITSU, T.; NASAHARA, K. N.; HIROSE, Y.; IJIMA, O.; KUME, A. Quantum sensors for accurate and stable long-term photosynthetically active radiation observations. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 237-238, p. 171–183, 2017. Disponível em:<<https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.01.011>>.

ALMAGRO, M.; LÓPEZ, J.; QUEREJETA, J. I.; & MARTÍNEZ-MENA, M. Temperature dependence of soil CO<sub>2</sub> efflux is strongly modulated by seasonal patterns of moisture availability in a Mediterranean ecosystem. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 41(3), p. 594–605, 2009. Disponível em:<<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2008.12.021>>.

ÁLVARO-FUENTES, J.; PLAZA-BONILLA, D.; ARRÚE, J. L.; BIELSA, A., & CANTERO-MARTÍNEZ, C. Soil Carbon Dynamics Under Different Land Uses in Dryland Mediterranean Conditions. **Soil Management and Climate Change**, p. 39–52, 2018. Disponível em:<<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-812128-3.00004-5>>.

ALVES, T. S.; CAMPOS, L. L.; ELIAS NETO, N.; MATSUOKA, M.; LOUREIRO, M. F. Biomassa e atividade microbiana de solo sob vegetação nativa e diferentes sistemas de manejos. **Acta Scientiarum Agronomy**, v. 33, 2011.

ANAPALLI, S. S.; FISHER, D. K.; REDDY, K. N., KRUTZ, J. L.; PINNAMANENI, S. R.; SUI, R. Science of the Total Environment Quantifying water and CO<sub>2</sub> fluxes and water use efficiencies across irrigated C3 and C4 crops in a humid climate. **Science of The Total Environment**. v. 663, p. 338–350, 2019. Disponível em:<<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.12.471>>.

ANDERSON, J.P.E. Soil respiration. **Methods of soil analysis. Part. 2. Chemical and microbiological properties**. 2nd ed. ASA and SSSA. Madison, WI, p. 831–853. In A.L. Page et al. (ed.), 1982.

ANDREW, S.G. E VILES, H.A. **Weathering and the global carbon cycle: Geomorphological perspectives**. *Earth-Science Reviews* 113(1-2):59-71. 2011. Disponível em:<<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.03.005>>.

ATKIN, O., A. HARVEY MILLAR, A. H., GARDESTRÖM, P. & DAVID ALEXANDER DAY, D. A. **Carbohydrate Metabolism and Respiration in Leaves of**

**Higher Plants.** Photosynthesis. 2006. Disponível em:<[https://doi.org/10.1007/0-306-48137-5\\_7](https://doi.org/10.1007/0-306-48137-5_7)>.

BALDOCCHI, D. D. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. **Global Change Biology.** 1988. Disponível em:<<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1046/j.1365-2486.2003.00629.x>>.

BARBERA, A. C. Greenhouse Gases Formation and Emission. **Encyclopedia of Ecology**, 2nd Edition (2.a ed.). Elsevier Inc, 2018. Disponível em:<<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10895-4>>.

BARROS, B. **Há 40 anos, DDT precipitou restrições.** Agronegócios, p. B12. Valor Econômico, São Paulo, 22 nov., 2010.

BEKKU, Y.; KOIZUMI, H; NAKADAI, T; IWAKI, H. Examination of four methods for measuring soil respiration. **Applied Soil Ecology**, v.5, p. 247–254, 1997. Disponível em:<<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S092913939600131X>>.

BORNEMANN, F. **Kohlensaure und Pflanzenwachstum.** Mitt. Dtsch. Landwirtsch.-Ges., v. 35, p. 363, 1920.

BOTELHO DA COSTA, J. **Caracterização e constituição do solo**, 5ª ed. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 1995.

BOWEN, I.S. The ratio of heat losses by conductions and by evaporation from any water surface. **Physical Review.** New York, 1926. Disponível em:<<https://journals.aps.org/pr/abstract/10.1103/PhysRev.27.779>>.

BREMAN, H.; KESSLER, J.J. The potential benefits of agroforestry in the Sahel and other semi – arid regions. **European Journal of Agronomy**, v. 7, p. 25-33, 1997. Disponível em:<[https://doi.org/10.1016/S1161-0301\(97\)00035-X](https://doi.org/10.1016/S1161-0301(97)00035-X)>.

BURBA, G.; ANDERSON, D. **A Brief Practical Guide to Eddy Covariance Flux Measurements: Principles and Workflow Examples for Scientific and Industrial Applications.** LI-COR Biosciences, 2005.

CARNEIRO, R. G.; MOURA, M. A. L.; SILVA, V. P. R.; SILVA JUNIOR, R. S.; ANDRADE, A. M. D.; SANTOS, A. B. Variabilidade da temperatura do solo em função da liteira em fragmento remanescente de mata atlântica. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 18, 2014. Disponível em:<<http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662014000100013>>.

CARVALHO, P. C. DE F.; ANGHINONI, I.; MORAES, A. DE; SOUZA E. D. DE; SULC, R. M.; LANG, C. R.; FLORES, J. P. C.; LOPES, L. M. T.; SILVA, J. L. S. DA; CONTE, O.; WESP, C.L.; LEVIEN, R.; FONTANELI, R. S.; BAYER, C. Managing grazing animals to achieve nutrient cycling and soil improvement in no-till integrated systems. **Nutrient Cycling in Agroecosystems**, v.88, 2010. Disponível em:<<https://doi.org/10.1007/s10705-010-9360-x>>.

CARVALHO, S. P.; MARIN, J. O. B. **Problemas ambientais desencadeados pelo Plano Nacional de Agroenergia: o caso de Itapuranga, Goiás.** *Interações* v. 12, p. 235 – 247, 2011. Disponível em:<<http://dx.doi.org/10.1590/S1518-70122011000200010>>.

CHATTERJEE, N.; NAIR, P. K. R.; CHAKRABORTY, S.; NAIR, V. D. Agriculture, Ecosystems and Environment Changes in soil carbon stocks across the Forest-Agroforest-Agriculture / Pasture continuum in various agroecological regions: A meta-analysis. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v. 266, p. 55–67, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.agee.2018.07.014>>.

CONANT, R. T.; PAUSTIAN, K.; ELLIOTT, E. T. Grassland management and conversion into grassland: effects on soil carbon. **Ecological Applications**, v. 11(2), p. 343–355, 2001. Disponível em:<[https://doi.org/10.1890/1051-0761\(2001\)011\[0343:GMACIG\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/1051-0761(2001)011[0343:GMACIG]2.0.CO;2)>.

CONWAY, G. **Produção de alimentos no século XXI: biotecnologia e meio ambiente.** São Paulo: Estação Liberdade, 2003.

CRISTENSEN, B. T. **Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover.** *European Journal of Soil Science*. 2002.

DANIEL, O.; COUTO, L.; SILVA, E.; GARCIA, R.; PASSOS, C. A. M.; JUCKSCH, I. **Proposta de um conjunto mínimo de indicadores sócio-econômicos para o monitoramento da sustentabilidade em sistemas agroflorestais.** *Revista Árvore*, v. 24, p. 283 – 290, 2000. Disponível em:<[https://www.researchgate.net/publication/236661309\\_DANIEL\\_Omar\\_COUTO\\_L\\_SILVA\\_e\\_GARCIA\\_R\\_PASSOS\\_C\\_A\\_M\\_JUCKSCH\\_Ivo\\_Proposta\\_de\\_um\\_conjunt\\_o\\_minimo\\_de\\_indicadores\\_socioeconomicos\\_para\\_o\\_monitoramento\\_da\\_sustentabilidade\\_em\\_sistemas\\_agroflorestais\\_Revista\\_](https://www.researchgate.net/publication/236661309_DANIEL_Omar_COUTO_L_SILVA_e_GARCIA_R_PASSOS_C_A_M_JUCKSCH_Ivo_Proposta_de_um_conjunt_o_minimo_de_indicadores_socioeconomicos_para_o_monitoramento_da_sustentabilidade_em_sistemas_agroflorestais_Revista_)>.

DAVIDSON, E. A.; BELK, E.; BOONE, R. D. Soil water content and temperature as independent or confounded factors controlling soil respiration in a temperate mixed hardwood forest. **Global Change Biology**, v. 4(2), p. 217–227, 1998. Disponível em:<<https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.1998.00128.x>>.

DAVIDSON, E. A.; JANSSENS, I. A. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. **Nature**, v. 440, p. 165–173, 2006. Disponível em:<<https://www.nature.com/articles/nature04514>>.

DE GROOT, R. S.; ALKEMADE, R.; BRAAT, L.; HEIN, L.; WILLEMEN, L. Challenges in integrating the concept of ecosystem services and values in landscape planning, management and decision making. **Ecological Complexity**. 2010. Disponível em:<<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1476945X09000968?via%3Dihub>>.

DIEGUES, S.; PEREIRA, E., L.; AFONSO, S.; PATRÍCIO, M., S. Estudo comparativo da microbiologia do solo em soutos demonstração: contributo para o desenvolvimento de estratégias de adaptação sustentáveis. Atas do V Congresso Ibero-Americano de Empreendedorismo, Energia, Ambiente e Tecnologia (CIEEMAT), Portalegre (Portugal), de 11 a 13 de setembro de 2019.

DONN, W. L. **Meteorologia**. Editorial Reverte, Barcelona, 1978.

DORAN, J. W.; SARRANTONIO, M.; LIEBIG, M. **Soil health and sustainability**. Advances in Agronomy. San Diego: Academic Press, 1996. Disponível em:<[http://dx.doi.org/10.1016/S0065-2113\(08\)60178-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0065-2113(08)60178-9)>.

DYUKAREV, E. A. Partitioning of net ecosystem exchange using chamber measurements data from bare soil and vegetated sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, 239, 236–248, 2017. Disponível em:<<http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.03.011>>.

EHLERINGER, J.R.; CERLING, T.E.; HELLIKER, B.R. C-4 photosynthesis, atmospheric CO<sub>2</sub> and climate. **Oecologia**, v. 112, p. 285-299, 1997. Disponível em:<<https://link.springer.com/article/10.1007%2Fs004420050311>>.

EULER, A. M. C. **O acordo de Paris e o futuro do redd+ no Brasil**. Cadernos adenauer XVII, nº 2, 2016.

FALLOON, P.; JONES, C.D.; CERRI, C.E.; AL-ADAMAT, R.; KAMONI, P.; BHATTACHARYYA, T.; EASTER, M.; PAUSTIAN, K.; KILLIAN, K.; COLEMAN, K. & MILNE, E. Climate change and its impact on soil and vegetation carbon storage in Kenya, Jordan, India and Brazil. **Agric. Ecosyst. Environ.**, v. 122, p. 114-124, 2007. Disponível em:<<https://doi.org/10.1016/j.agee.2007.01.013>>.

FANG, C.; MONCRIEFF, J.B. The dependence of soil CO<sub>2</sub> efflux on temperature. **Soil Biology and Biochemistry**, Elmsford, v.33, p.155-165, 2001. Disponível em:<[https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(00\)00125-5](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(00)00125-5)>.

FELICIANO M.; MAIA F.; GONÇALVES A.; CASTRO, J. **A modelação como ferramenta de melhoria de qualidade acústica urbana: o caso do Parque da Braguinha (Bragança)**. Livro de Actas da Conferência Qualidade do Ambiente Urbano: Novos Desafios, 8 e 9 de Outubro, Bragança. p. 52-58, 2009.

FELICIANO, M. J. S. **Deposição seca de poluentes gasosos em ecossistemas do sul da Europa: medição e parametrização**. Universidade de Aveiro. Aveiro, 2001. Disponível em:<<https://bibliotecadigital.ipb.pt/handle/10198/3232>>.

FERNANDES, E. N.; BONETTI FILHO, R. Z.; SILVA, E. **Avaliação de impactos ambientais de Sistemas Agroflorestais**. CONGRESSO BRASILEIRO SOBRE SISTEMAS AGROFLORESTAIS. Porto Velho, v. 2, p. 361 – 372, 1994. Disponível em:<<https://www.bdpa.cnptia.embrapa.br/consulta/busca?b=pc&id=299564&biblioteca=vazio&busca=autoria:%22FERNANDES,%20E.%22&qFacets=autoria:%22FERNANDES,%20E.%22&sort=&paginacao=t&paginaAtual=1>>.

FERREIRA, A. L.; MAURÍCIO, R. M.; FERNANDES, F. D.; CARVALHO, M. A.; RAMOS, A. K. B.; JUNIOR, R. G. Ranking contrasting genotypes of forage peanut based on nutritive value and fermentation kinetics. **Animal Feed Science and Technology**, v. 175(1-2), p. 16–23, 2012. Disponível em:<<https://doi.org/10.1016/j.anifeedsci.2012.03.024>>.

FERREIRA, L. C.; VIOLA, E. **Incertezas de sustentabilidade na globalização**. Campinas: Ed. da Unicamp, 1996.

FLANAGAN, L.B.; WEVER, L.A.; CARLSON, P.J. Seasonal and interannual variation in carbon dioxide exchange and carbon balance in a northern temperate grassland. **Global Change Biology**, v. 8, p. 599-615, 2002. Disponível em:<<https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2002.00491.x>>.

FONSECA, F.; FIGUEIREDO, T. DE; VILELA, Â.; SANTOS, R.; CARVALHO, A. L.; ALMEIDA, E.; NUNES, L. **Impacto da substituição de espécies florestais no armazenamento de carbono em áreas de montanha da região mediterrânea**. VIII Congreso Ibérico de las Ciencias del Suelo e VIII Congresso Ibérico de Ciências do Solo. San Sebastián, 2018. Disponível em:<<https://bibliotecadigital.ipb.pt/handle/10198/18949>>.

FONSECA, S. **Propriedades físicas, químicas e microbiológicas de um Latossolo vermelho-amarelo sob eucalipto, mata natural e pastagem**. Viçosa, MG, Universidade Federal de Viçosa, 1984, p. 78, 1984. Disponível em:<<http://www.sidalc.net/cgi-bin/wxis.exe/?IsisScript=AGB.xis&method=post&formato=2&cantidad=1&expresion=mfn=092337>>.

GARTEN C.T.; CLASSEN A.T.; NORBY R.J. Soil moisture surpasses elevated CO<sub>2</sub> and temperature as a control on soil carbon dynamics in a multi-factor climate change experiment. **Plant Soil**, 319(1-2):85-94, 2009. Disponível em:<<https://doi.org/10.1007/s10021-007-9112-1>>.

GESCH, R. W.; REICOSKY, D. C.; GILBERT, R. A.; MORRIS, D.R. Influence of tillage and plant residue management on respiration of a Florida Everglades Histosol. **Soil Tillage Research**, Amsterdam, v. 92, p. 156-166, 2007. Disponível em:<<https://doi.org/10.1016/j.still.2006.02.004>>.

GIARDINA, C.P.; BINKLEY, D.; RYAN, M.G.; FOWNES, J.H.; SENOCK, R.S. Belowground carbon cycling in a humid tropical forest decreases with fertilization. **Oecologia**, v. 139, p. 545-550, 2004.

HAMZA, M. A.; ANDERSON W. K. Soil compaction in cropping systems: A review of the nature, causes and possible solutions. **Soil & Tillage Research**. Australia, 2005. Disponível em:<<http://beyondagronomy.com/cmsFiles/documents/document576af26740b85.pdf>>.

HARPER, C.W., BLAIR, J.M., FAY, P.A., KNAPP, A.K., CARLISLE, J.D. **Increased rainfall variability and reduced rainfall amount decreases soil CO<sub>2</sub> flux in a grassland ecosystem**. *Global Change Biology* 11, 322-334. 2005.

HOBBSAWM, E. J. **Da Revolução Industrial Inglesa ao Imperialismo**. 2.ed. Rio de Janeiro: Forense Universitária, p. 143 – 159, 1979.

HOUGHTON, R.; SKOLE, D.; NOBRE, C.; HACKLER, J.L.; LAWRENCE, K.; CHOMENTOWSKI, W. Annual fluxes of carbon from deforestation and regrowth in the Brazilian Amazon. *Nature*, 2000. Disponível em: <<https://doi.org/10.1038/35002062>>.

HUTCHINSON, G.L.; LIVINGSTON, G. L. **Soil-atmosphere gas exchange**. In DANE, J.H.; TOPP, G.C. (eds.) *Methods of soil analysis. Part 4. SSSA Book Ser. 5. SSSA*, Madison, WI, p. 1159–1182, 2002.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA E GEOFÍSICA (INMG). **O Clima de Portugal**. Fascículo XLIX, Vol. 3, 3ª Região, 70 p, 1991.

INSTITUTO PORTUGÊS DO MAR E DA ATMOSFERA. **Normais Climatológicas - 1981-2010 (provisórias)** – Bragança, 2019. Disponível em: <<http://www.ipma.pt/pt/oclima/normais.clima/1981-2010/003/>>.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate change 2001: The scientific basis**. Cambridge University Press, Great Britain, 2001.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate Change 2013: The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report**. Cambridge University Press, 2014.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **Working Group I Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report, Climate Change 2013: The Physical Science Basis, Summary for Policymakers, 2013**. Disponível em: <[www.climatechange2013.org/images/uploads/WGIAR5-SPM\\_Approved27Sep2013.pdf](http://www.climatechange2013.org/images/uploads/WGIAR5-SPM_Approved27Sep2013.pdf)>.

JALOTA, S. K.; VASHISHT, B. B.; SHARMA, S.; & KAUR, S. **Emission of Greenhouse Gases and Their Warming Effect**. *Understanding Climate Change Impacts on Crop Productivity and Water Balance*, p.1–53, 2018.

JANSSENS, I. A.; FREIBAUER, A.; CIAIS, P.; SMITH, P.; NABUURS, G. J.; FOLBERTH, G.; SCHLAMADINGER, B.; HUTJES, R. W. A.; CEULEMANS, R.; SCHULTZE, E. D.; VALENTINI, R.; DOLMAN, A. J. Europe's terrestrial biosphere absorbs 7–12% of European anthropogenic CO<sub>2</sub> emissions. *Science*, v. 300, p. 1538–1541, 2001. Disponível em: <<https://www.science.sciencemag.org/content/300/5625/1538>>.

JANSSENS, I.A.; PILEGAARD, K. Large seasonal changes in Q<sub>10</sub> of respiration in a beech forest. *Global Change Biology*, Oxford, v. 9, p.911-918, 2003. Disponível em: <<https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2003.00636.x>>.

JARVIS, P.G.; MORRISON, J.I.L. **The control of transpiration and photosynthesis by the stomata**. In: P.G. Jarvis, T. A. Mansfield (Editors), *Stomatal Physiology*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 247-279, 1981.

JIA, X.; SHAO, M.; WEI, X. Soil CO<sub>2</sub> efflux in response to the addition of water and fertilizer in temperate semiarid grassland in northern China. **Plant Soil**, 2013. Disponível em:<<https://www.jstor.org/stable/42952475>>.

JIANG Y. L.; ZHOU G. S.; ZHAO M.; CAO M. Soil respiration in broad-leaved and Korean Pine forest ecosystems, Changbai Mountain, China. **Acta Phytocologica Sinica**, v. 29 (3), p. 411-4, 2005.

KAPPEN, L.; SCHULTZ, G.; VANSELOW, R. **Direct observations of stomatal movements**. In: E.D. Schulze, M. M. Caldwell (Editors), *Ecophysiology of Photosynthesis*. Ecological Studies 100. Springer-Verlag, Heidelberg, p. 231 – 246, 1994. KHAN ACADEMY. **Ciclo do Carbono**. Disponível em:<<https://pt.khanacademy.org/science/biology/ecology/biogeochemical-cycles/a/the-carbon-cycle>>.

KÖCHY, M.; HIEDERER, R.; FREIBAUER, A. Global distribution of soil organic carbon – Part 1: Masses and frequency distributions of SOC stocks for the tropics, permafrost regions, wetlands, and the world. **SOIL: European Geosciences Union**. Braunschweig, 2015. Disponível em:<<https://www.soil-journal.net/1/351/2015/>>.

KÖPPEN, W. (1936). **Das geographische System der Klimate. Handbuch der Klimatologie**, v.1, Part C (W. Köppen & R. Geiger, eds.). Gerbrüder Bornträger, Berlin, p. 1-44.

KUMP, L. R. Reducing uncertainty about carbon dioxide as a climate driver. **Nature**, 419 (6903), 2002. Disponível em:<<https://www.nature.com/articles/nature01087>>.

LECAIN, D.R.; MORGAN, J.A.; SCHUMAN, G.E.; REEDER, J.D.; HART, R.H. Carbon exchange rates in grazed and ungrazed pastures of Wyoming. **Journal of Range Management**, v. 53, p. 199–206, 2000. Disponível em:<<http://arc.lib.montana.edu/range-science/item/702>></a>.

LEE, M.S.; NAKANE, K.; NAKATSUBO, T.; KOIZUMI, H. The importance of root respiration in annual soil carbon fluxes in a cool-temperate deciduous forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 134, p. 95-101, 2005.

LEEGOOD, R.C. **Primary photosynthate production: physiology and metabolism**. In: E. Zamski, A. Schaffer (Editors), *Photoassimilate Distribution in Plants and Crops: Source-Sink Relationships*. Marcel Dekker Inc., New York, p. 21-41, 1996.

LI-COR. **Li-8100A and Li-8150 Soil CO<sub>2</sub> Flux System**. 2019.

LI-COR. **Li-8100a Automated Soil CO<sub>2</sub> Flux System e Li-8150 Multiplexer Instruction Manual**. 2016.

LIMA, S. S.; LEITE, L. F. C.; OLIVEIRA, F. C.; COSTA, D. B. Atributos químicos e estoques de carbono e nitrogênio em argissolo vermelho-amarelo sob sistemas agroflorestais e agricultura de corte e queima no norte do Piauí. **Revista Árvore**, v. 35, p. 51 – 60, 2011. Disponível em:<<http://dx.doi.org/10.1590/S0100-67622011000100006>>.

LIVINGSTON, G.P.; HUTCHINSON, G. L. **Enclosure-based measurement of trace gas exchange: Applications and sources of error.** In MATSON, P. A.; HARRISS, R.C. (eds.). **Biogenic trace gases: Measuring emissions from soil and water.** Blackwell Science Ltd., Oxford, England, p. 14 - 51, 1995.

LLOYD, J.; TAYLOR, J.A. On the Temperature-Dependence of Soil Respiration. **Functional Ecology**, v. 8, p. 315-323, 1994. Disponível em:<<https://www.jstor.org/stable/2389824>>.

LOGNOUL, M., THEODORAKOPOULOS, N., HIEL, M.P., REGAERT, D., BROUX, F., HEINESCH, B., BODSON, B., VANDENBOL, M., AUBINET, M. Impact of tillage on greenhouse gas emissions by an agricultural crop and dynamics of N<sub>2</sub>O fluxes: insights from automated closed chamber+ measurements. **Soil Tillage Res**, v. 167, p. 80–89, 2017. Disponível em:<<https://pubag.nal.usda.gov/catalog/5597111>>.

LOURENTE, E. R. P.; MERCANTE, F. M.; ALOVISI, A. M. T.; GASPARINI, A. S.; GOMES, C. F.; NUNES, C. M. Atributos microbiológicos, químicos e físicos do solo sob diferentes sistemas de manejo e condições de Cerrado. **Pesquisa Agropecuária Tropical**, v. 41, 2011. Disponível em:<<https://www.revistas.ufg.br/pat/article/view/8459>>.

LUND, C. P.; RILEY, W. J.; PIERCE, L.; FIELD, C. B. The effects of chamber pressurization on soil-surface CO<sub>2</sub> flux and the implications for NEE measurements under elevated CO<sub>2</sub>. **Global Change Biology**, v. 5, p. 269–281, 1999. Disponível em:<<https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.1999.00218.x>>.

LUNDEGÅRDH, H. **Ecological studies in the assimilation of certain forest plants and shore plants.** *Sven. Bot. Tidskr*, v. 15, p. 46–94, 1921.

LUO, Y., & ZHOU, X. **Methods of Measurements and Estimations. Soil Respiration and the Environment**, 161–185, 2006. Disponível em:<<https://doi.org/10.1016/b978-012088782-8/50008-5>>.

MANSFIELD, T.A. **Porosity at a Price: the control of stomatal conductance in relation to photosynthesis.** In: J. Barber, N. R. Baker (Editors), *Photosynthetic Mechanisms and the Environment.* Elsevier Science Publishers, Amsterdam, p. 419-452, 1985.

MARTINS, C. R.; PEREIRA, P. A. P.; LOPES, W. A.; ANDRADE, J. B. **Ciclos Globais de Carbono, Nitrogênio e Enxofre: A importância na química da atmosfera.** *Cadernos Temáticos de Química Nova na Escola*, 2003. Disponível em:<<http://qnesc.sbq.org.br/online/cadernos/05/>>.

MARTINS, C. S. C.; NAZARIES, L.; MACDONALD, C. A.; ANDERSON, I. C.; SINGH, B. K. Soil Biology & Biochemistry Water availability and abundance of microbial groups are key determinants of greenhouse gas fluxes in a dryland forest ecosystem. **Soil Biology and Biochemistry**, 86, 5–16, 2015. Disponível em:<<http://dx.doi.org/10.1016/j.soilbio.2015.03.012>>.

MATOS, A. K. V. **Revolução verde, biotecnologia e tecnologias alternativas.** Cadernos da FUCAMP, v.10, n.12, p.1-17, 2010. Disponível em:<<http://fucamp.edu.br/editora/index.php/cadernos/article/viewFile/134/120>>.

MEIXNER, F.X.; YANG, W.X. **Biogenic emissions of nitric oxide and nitrous oxide from arid and semi-arid land.** In: D'Odorico, P., Porporato, A., (Eds.), *Dryland Ecohydrology*. Springer, Dordrecht, p. 233–255, 2006.

MIELNICZUK, J.; BAYER, C.; VEZZANI, F.M.; LOVATO, T.; FERNANDES, F.F. & DEBARBA, L. Manejo de solo e culturas e sua relação com os estoques de carbono e nitrogênio do solo. In: CURI, N.; MARQUES, J.J.; GUILHERME, L.R.G.; LIMA, J.M.; LOPES, A.S. & ALVAREZ V., V.H. *Tópicos em ciência do solo.*, eds. Viçosa, MG, **Sociedade Brasileira de Ciência do Solo**, v.3. p.209-248, 2003.

MILLER, L.; DOUGLAS, B. C. Mass and volume contributions to twentieth-century global sea level rise. **Nature**, 428 (6981), 2004. Disponível em:<<http://dx.doi.org/10.1038/nature02309>>.

MONTEIRO, M. T.; GAMA-RODRIGUES, E. F. Carbono, nitrogênio e atividade da biomassa microbiana em diferentes estruturas de serapilheira de uma floresta natural. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. Viçosa, 2004. Disponível em:<[http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0100-06832004000500004](http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0100-06832004000500004)>.

MONTEITH, J. L.; UNSWORTH, M. H.: **Principles of environmental physics: plants, animals, and the atmosphere**, 4th Edn., Elsevier/Academic Press, Amsterdam, Boston, 2013.

MOREIRA, R. J. Críticas ambientalistas à Revolução Verde. **Revista Estudos Sociedade e Agricultura**. São Paulo, v. 8, n. 2, 2000. Disponível em:<<https://revistaesa.com/ojs/index.php/esa/article/view/176>>.

MORTON, P. A.; HEINEMEYER, A. **Vegetation matters: Correcting chamber carbon flux measurements using plant volumes.** **Science of The Total Environment**, v. 639, p. 769–772, 2018. Disponível em:<<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.05.192>>.

MYERS, T. P.; HALL, M. E.; LINDBERG, S. E.; KIM, K. Use of the modified bowen-ratio technique to measure fluxes of trace gases. **Atmospheric Environment**, v. 30, (19), p. 3321-3329, 1996. Disponível em:<[https://doi.org/10.1016/1352-2310\(96\)00082-9](https://doi.org/10.1016/1352-2310(96)00082-9)>.

NAGY, Z., PINTÉR, K., CZÓBEL, S., BALOGH, J., HORVÁTH, L., FÓTI, S., BARCZA, Z., WEIDINGER, T., CSINTALAN, Z., DINH, N.Q., GROSZ, B., TUBA, Z.. **The carbon budget of semiarid grassland in a wet and a dry year in Hungary.** *Agriculture Ecosystems & Environment*. 2007. Disponível em:<<https://doi:10.1016/j.agee.2006.12.003>>.

NEWMAN, S. M. **Agroforestry.** Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, 1-5, 2018. Disponível em:<<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.11084-X>>.

NORMAN, J.M., GARCIA, R.L. & VERMA, S.B. Soil surface CO<sub>2</sub> fluxes and the carbon budget of a grassland. **Journal of Geophysical Research** 97(D17): 18845-18853, 1992.

OCTAVIANO, C. **Muito além da tecnologia: os impactos da Revolução Verde**. Com Ciência, n.120. Campinas, 2010. Disponível em:<[http://comciencia.scielo.br/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S1519-76542010000600006&lng=pt&nrm=is&tlng=pt](http://comciencia.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1519-76542010000600006&lng=pt&nrm=is&tlng=pt)>.

OLIVEIRA, J.T.S. **Caracterização da madeira de eucalipto para construção civil**. São Paulo, 429f. Tese (Doutorado em Engenharia) – Universidade de São Paulo, 1997. Disponível em:<<https://repositorio.usp.br/item/000949259>>.

OLIVEIRA, M. B. L.; RANDOW, C. V.; MANZI, A. C.; ALVALÁ, R. C. S.; SÁ, L. D. A.; LEITÃO, M. M. V. B. R.; SOUZA, A. Fluxos turbulentos de energia sobre o pantanal sul mato-grossense. **Revista Brasileira de Meteorologia**. Campo Grande, 2006. Disponível em:<[https://repositorio.inpa.gov.br/bitstream/123/5958/1/FLUXOS\\_TURBULENTOS.pdf](https://repositorio.inpa.gov.br/bitstream/123/5958/1/FLUXOS_TURBULENTOS.pdf)>.

PAUSTIAN, K. Soil: Carbon Sequestration in Agricultural Systems. **Encyclopedia of Agriculture and Food Systems**, 140–152, 2014. Disponível em:<<https://doi.org/10.1016/b978-0-444-52512-3.00093-0>>.

PILEGAARD, K., SKIBA, U., AMBUS, P., BEIER, C., BRGGEMANN, N., BUTTERBACH-BAHL K.; DICK, J.; DORSEY, J.; DUYZER, J.; GALLAGHER, M.; R. GASCHE, R.; HORVATH, L.; KITZLER, B.; LEIP, A.; PIHLATIE, M. K.; ROSENKRANZ, P.; SEUFERT, G.; VESALA, T.; WESTRATE, H.; ZECHMEISTER-BOLTENSTERN, S. Factors controlling regional differences in forest soil emission of nitrogen oxides (NO and N<sub>2</sub>O). **Biogeosciences**, v. 3(4), p. 651–661, 2006. Disponível em:<<https://doi.org/10.5194/bg-3-651-2006>>.

PINEMAP. **Forest Soils: Soil Respiration as na Indicator of Forest Health**. The Pine Integrated Network: Education, Mitigation, and Adaptation project (PINEMAP) is a Coordinated Agricultural Project funded by the USDA National Institute of Food and Agriculture, Award #2011-68002-30185.

PONTES, P. P.; MARQUES, A. R.; MARQUES, G. F. Efeito do uso e ocupação do solo na qualidade da água na microbacia do Córrego Banguelo - Contagem. **Revista Ambiente e Água**. Taubaté, 2012. Disponível em:<<https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=92824947003>>.

POSTEL, O. **Les prophètes de l'été carbonique**. Science et vie, Août 1986.

PROJECT EURORUN, 2019. Disponível em:<<https://freshproject-eurorun.jimdo.com/eurorun/project-eurorun/>>.

RAICH, J.W., TUFEKCIOGLU, A. Vegetation and soil respiration: Correlations and controls. **Biogeochemistry**, v. 48, p. 71-90, 2000. Disponível em:<<https://link.springer.com/article/10.1023/A:1006112000616>>.

REES, A.A. **Plant respiration and the concentration of atmospheric CO<sub>2</sub>**. In: *N.E. Tolbert, J. Preiss (Editors), Photosynthetic carbon metabolism and regulation of atmospheric carbon dioxide and oxygen*. Oxford University Press, New York, pp.149 - 156. 1994.

REICHARDT, K.; TIMM, L. C. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. Barueri: Manole, p. 478, 2004.

REICOSKY D. C.; ARCHER, W. D. Moldboard plow tillage depth and short-term carbon dioxide release. **Soil Till. Res.**, 94:109-121, 2007.

REIS, M. R.; SILVA, A. A.; GUIMARÃES, A. A.; COSTA, M. D.; MASSENSINI, A. M.; FERREIRA, E. A. Ação de herbicida sobre microorganismos solubilizadores de fosfato inorgânico em solo rizosférico de cana-de-açúcar. **Planta Daninha**, Campinas, 2008. Disponível em:<<http://dx.doi.org/10.1590/S0100-83582008000200009>>.

RIBEIRO, K.K; SOUSA-NETO, E. R.; CARVALHO, J.J. A.; LIMA, J.R. S.; MENEZES, R.S. C.; DUARTE-NETO, P.J.; GUERRA, G. S.; OMETTO, B. J.P.H. Land cover changes and greenhouse gas emissions in two different soil covers in the Brazilian Caatinga. **Science of the Total Environment**, 2016. 2019, 10(11), 708; Disponível em:<<https://doi.org/10.3390/atmos10110708>>.

RIGNOT, E.; KANAGARATNAM, P. Changes in the velocity structure of the Greenland ice sheet. **Science**, v. 311, p. 986 – 990, 2006. Disponível em:<<https://science.sciencemag.org/content/311/5763/986>>.

ROCHETTE, P.; GREGORICH, E.G.; DESJARDINS, R.L.. Comparison of static and dynamic closed chambers for measurement of soil respiration under field conditions. **Canadian Journal of Soil Science**, v. 72, p. 605–609, 1992. Disponível em:<<https://doi.org/10.4141/cjss92-050>>.

ROCHETTE, P.; HUTCHINSON, G. L. **Measurement of Soil Respiration in situ: Chamber Techniques**. Publications from USDA-ARS/UNL Faculty. 1379, 2005.

ROSCOE, R.; MACHADO, P. L. O. A. **Fracionamento Físico do Solo em Estudos da Matéria Orgânica**. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária Embrapa Agropecuária Oeste Embrapa Solos Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento. Dourados, Mato Grosso do Sul, 2002. Disponível em:<<https://www.infoteca.cnptia.embrapa.br/bitstream/doc/246248/1/LV20023.pdf>>.

ROSS, J.; SULEV, M. Sources of errors in measurements of PAR. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 100(2-3), p. 103–125, 2000. Disponível em:<[https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(99\)00144-6](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(99)00144-6)>.

RUSTAD, L.E.; HUNTINGTON, T.G.; BOONE, R.D. Controls on soil respiration: Implications for climate change. **Biogeochemistry** 48, 1-6, 2000. Disponível

em:<[https://www.researchgate.net/publication/226147695\\_Controls\\_on\\_Soil\\_Respiration\\_Implications\\_for\\_Climate\\_Change](https://www.researchgate.net/publication/226147695_Controls_on_Soil_Respiration_Implications_for_Climate_Change)>.

RUTLEDGE, S.; MUDGE, P. L.; WALLACE, D. F.; CAMPBELL, D. I.; WOODWARD, S. L.; WALL, A. M.; SCHIPPER, L. A. CO<sub>2</sub> emissions following cultivation of a temperate permanent pasture. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, v. 184, p. 21-33, 2014. Disponível em:<<https://doi.org/10.1016/j.agee.2013.11.005>>.

RYAN, M.G.; LAW, B.E. Interpreting, measuring, and modeling soil respiration. **Biogeochemistry**, v. 73, p. 3-27, 2005. Disponível em:<[https://www.researchgate.net/publication/226240953\\_Interpreting\\_measuring\\_and\\_modeling\\_soil\\_respiration](https://www.researchgate.net/publication/226240953_Interpreting_measuring_and_modeling_soil_respiration)>.

SABBATINI, S.; MAMMARELLA, I.; ARRIGA, N.; FRATINI, G.; GRAF, A.; HÖRTNAGL, L.; IBROM, ANDREAS; LONGDOZ, B.; MAUDER, M.; MERBOLD, L. **Eddy covariance raw data processing for CO<sub>2</sub> and energy fluxes calculation at ICOS ecosystem stations**. International Agrophysics. 2018. Disponível em:<<https://doi.org/10.1515/intag-2017-0043>>.

SAGE, R.F; SAGE, T.L; KOCACINAR, F. Photorespiration and the evolution of C4 photosynthesis. **Annu. Rev. Plant Biol.**, v. 63, p. 19 – 47, 2012. Disponível em:<<https://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/22404472>>.

SANTOS, M. J. C. **Avaliação econômica de quatro modelos agroflorestais em áreas degradadas por pastagens na Amazônia ocidental**. Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, 75p. Piracicaba, 2000. Disponível em:<<https://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/11/11142/tde08112002134456/publico/mario.pdf>>.

SCHAUFLER, G.; KITZLER, B., SCHINDLBACHER, A.; SKIB, U., SUTTON, M.A.; ZECHMEISTER-BOLTENSTERN, S. Greenhouse gas emissions from European soils under different land use: effects of soil moisture and temperature. **Eur. J. Soil Sci.**, v. 61(5), p. 683-696, 2010. Disponível em:<<https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2010.01277.x>>.

SCHINDLBACHER, A; ZECHMEISTER-BOLTENSTERN, S.; BUTTERBACH-BAHL, K. **Effects of soil moisture and temperature on NO, NO<sub>2</sub>, and N<sub>2</sub>O emissions from European forest soils**. Journal of Geophysical Research, 109(D17), 2004.

SCHROTH, G.; D'ANGELO, S. A.; TEIXEIRA, W. G.; HAAG, D.; LIEBEREI, R. Conversion of secondary Forest into agroforestry and monoculture plantations in Amazônia: consequences for biomass, litter and soil carbon stocks after 7 years. **Forestry Ecology and Management**, v. 163, 2002. Disponível em:<[https://doi.org/10.1016/S0378-1127\(01\)00537-0](https://doi.org/10.1016/S0378-1127(01)00537-0)>.

SCHULZE, E.D. Biological control of the terrestrial carbon sink. **Biogeosciences**, v. 3, p. 147-166, 2006. Disponível em:<<https://doi.org/10.5194/bg-3-147-2006>>.

SCHWARTZ, R. C.; BAUMHARDT, R. L.; EVETT, S. R. Tillage effects on soil water redistribution and bare soil evaporation throughout a season. **Soil and Tillage**

**Research**, Amsterdam, v. 1, p. 221–229, 2010. Disponível em:<<https://doi.org/10.1016/j.still.2010.07.015>>.

SHIBUYA, T.; KANO, K.; ENDO, R.; KITAYA, Y. Effects of the interaction between vapor-pressure deficit and salinity on growth and photosynthesis of *Cucumis sativus* seedlings under different CO<sub>2</sub> concentrations. **Photosynthetica**, v. 56 (3), p. 893–900, 2018. Disponível em:<<https://doi.org/10.1007/s11099-017-0746-8>>.

SILVA, E. E.; AZEVEDO, P. H. S.; POLLI, H. **Determinação da respiração basal (RBS) e quociente metabólico do solo (qCO<sub>2</sub>)**. Comunicado técnico Embrapa. Rio de Janeiro, 2007.

SILVA, J. C. **Caracterização da madeira de Eucaliptus grandis Hill ex. Maiden, de diferentes idades, visando a sua utilização na indústria moveleira**. Curitiba, 160f. Tese (Doutorado em Ciências Florestais/ Tecnologia e Utilização de Produtos Florestais) – Universidade Federal do Paraná, 2002. Disponível em:<<https://www.ipef.br/servicos/teses/arquivos/silva,jc.pdf>>.

SINCLAIR, T. R.; ALLEN, L.H. Jr.; LEMON, E. R. **An analysis of errors in the calculation of energy flux densities above vegetation by a bowen-ratio profile method**. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 8, p. 129-139, 1974.

SINGH, J., PANDEY, P., JAMES, D., CHANDRASEKHAR, K., ACHARY, V. M. M., KAUL, T., TRIPATHY, B. C. & REDDY, M. K. Enhancing C<sub>3</sub> photosynthesis: an outlook on feasible interventions for crop improvement. Review article. **Plant Biotechnology Journal**, v. 12, p. 1217–1230, 2012. Disponível em:<<https://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/25196090>>.

SINGH, N.; PARIDA, B. R.; CHARAKBORTY, J. S. & PATEL, N. R. **Net Ecosystem Exchange of CO<sub>2</sub> in Deciduous Pine Forest of Lower Western Himalaya**, India. Resources, 2019. Disponível em:<<https://doi.org/10.3390/resources8020098>>.

SIQUEIRA, M., G.; ROSA, V., S.; MARCELO BENTO, P., C. Variabilidade espacial do armazenamento e perdamédia diária de água pelo solo no sistema de semeadura direta em campinas, sp, *Bragantia*, vol. 67, pp. 213-223, 2008. **Instituto Agrônomo de Campinas**, Campinas, Brasil.

SKINNER, H. Winter carbon dioxide fluxes in humid-temperate pastures. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 144(1-2), p. 32–43, 2007. Disponível em:<<https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2007.01.010>>.

STEFANOSKI, D. C.; SANTOS, G. G.; MARCHÃO, R. L.; PETTER, F. A.; PACHECO, L. P. Uso e manejo do solo e seus impactos sobre a qualidade física. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. Campina Grande, PB, 2013. Disponível em:<<https://www.alice.cnptia.embrapa.br/alice/bitstream/doc/975125/1/33781.pdf>>.

STOYAN, H.; DE-POLLI, H.; BÖHM, S.; ROBERTSON, G. P.; PAUL, E. A. Spatial heterogeneity of soil respiration and related properties at the plant scale. **Plant and Soil**, v. 222, p. 203–214, 2000.

SUGIHARA, S.; FUNAKAWA, S.; KILASARA, M.; KOSAKI, T. Effects land management on CO<sub>2</sub> flux and soil C stock in two Tanzanian croplands with contrasting soil texture. **Soil Biology and Biochemistry**, Elmsford, v. 46, p.1-9, 2012. Disponível em:<<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2011.10.013>>.

SUSEELA, V.; CONANT, R. T.; WALLENSTEIN, M. D.; DUKES, J. S. Effects of soil moisture on the temperature sensitivity of heterotrophic respiration vary seasonally in an old-field climate change experiment. **Global Change Biology**, v. 18(1), p. 336–348, 2011. Disponível em:<<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2011.02516.x>>.

TERAMOTO, M.; LIANG, N.; ZENG, J.; SAIGUSA, N.; TAKAHASHI, Y. Long-term chamber measurements reveal strong impacts of soil temperature on seasonal and inter-annual variation in understory CO<sub>2</sub> fluxes in a Japanese larch ( *Larix kaempferi* Sarg.) forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 247, 194–206, 2017. Disponível em:<<https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.07.024>>.

TOMINAGA, T. T.; CÁSSARO, F. A. M.; BACCHI, O. O. S.; REICHARDT, K.; OLIVEIRA, J. C.; TIMM, L.C. Variability of soil water content and bulk density in a sugarcane field. **Australian Journal of Soil Research**, Collingwood, v. 40, p. 605–614, 2002.

Disponível:<[https://www.researchgate.net/publication/262958586\\_Variability\\_of\\_soil\\_water\\_content\\_and\\_bulk\\_density\\_in\\_a\\_sugarcane\\_field](https://www.researchgate.net/publication/262958586_Variability_of_soil_water_content_and_bulk_density_in_a_sugarcane_field)>.

TRUMBORE, S. Age of soil organic matter and soil respiration: Radiocarbon constraints on belowground C dynamics. **Ecological Applications**, v. 10, p. 399 - 411, 2000. Disponível em:<[https://doi.org/10.1890/1051-0761\(2000\)010\[0399:AOSOMA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/1051-0761(2000)010[0399:AOSOMA]2.0.CO;2)>.

UDAWATTA, R. P. **Agroforestry Practices and Soil Ecosystem**. Soil Health and Intensification of Agroecosystems. Elsevier Inc, p. 305 – 333, 2017.

USSIRI, D. A. N.; LAL, R. **Introduction to Global Carbon Cycling: An Overview of the Global Carbon Cycle**. Carbon Sequestration for Climate Change Mitigation and Adaptation, p. 61-76, 2017.

VALLADARES-PÁDUA, C. Módulos agroflorestais na conservação de fragmentos florestais da Mata Atlântica. **Revista Experiências PDA**, v.2, p.7-33, 2002. Disponível em:<<https://scholar.google.com/citations?user=5sEG-qEAAAJ&hl=en&oi=sra>>.

VERMA, S.B. Micrometeorological methods for measuring surface fluxes of mass and energy. **Remote Sensing Reviews**, 5: 99-115, 1990. Disponível em:<<https://doi.org/10.1080/02757259009532124>>.

VEZZANI, F. M.; MIELNICZUK, J. Agregação e estoque de carbono em Argissolo submetido a diferentes práticas de manejo agrícola. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. Rio Grande do Sul, 2010. Disponível em:<<http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v35n1/a20v35n1.pdf>>.

VIANA, T. E.; BATISTA, M. A.; TORMENA, C. A.; COSTA, S. A. C.; INOUE, T. T. Atributos físicos e carbono orgânico em Latossolo vermelho sob diferentes sistemas de uso e manejo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. Maringá, 2011. Disponível em:<<https://www.redalyc.org/pdf/1802/180221446025.pdf>>.

VICENTE-VICENTE, J. L.; GARCÍA-RUIZ, R.; FRANCAVIGLIA, R.; AGUILERA, E.; SMITH, P. Agriculture, Ecosystems and Environment Soil carbon sequestration rates under Mediterranean woody crops using recommended management practices: A meta-analysis. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, 235, 204–214, 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.agee.2016.10.024>>.

WANG, B., ZHA, T. S., JIA, X., WU, B., ZHANG, Y. Q., E QIN, S. G. Soil moisture modifies the response of soil respiration to temperature in a desert shrub ecosystem. **Biogeosciences**, v. 11(2), p. 259–268, 2014. Disponível em:<<https://doi.org/10.5194/bg-11-259-2014>>.

WANG, C.; GUO, L.; LI, Y.; WANG Z. Systematic Comparison of C3 and C4 Plants Based on Metabolic Network Analysis. **BMC Systems Biology**, 2012, 6(Suppl 2): S9. Disponível em:<<https://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/23281598>>.

WOLF-GLADROW, D. A. ROST, B. **Ocean Acidification and Oceanic Carbon Cycling**. Global Environmental Change. Part of the Handbook of Global Environmental Pollution book series (EGEP, volume 1). p. 103-110, 2014.

WU, J.; BROOKES, P.C. The proportional mineralisation of microbial biomass and organic matter caused by air-drying and rewetting of a grassland soil. **Soil Biology & Biochemistry**, v. 37, p. 507–515, 2005. Disponível em:<<https://dx.doi.org/10.1016/j.soilbio.2004.07.043>>.

WU, J.T.H.; PHAM T. Q.; ADAMS, M.T. “**Composite Behavior of Geosynthetic-Reinforced Soil (GRS) Mas.**” Technical Report, Turner- Fairbank Highway Research Center, FHWA, US DOT, 2010.

XU, M; QI, Y. Soil-surface CO<sub>2</sub> efflux and its spatial and temporal variations in a young ponderosa pine plantation in northern California. **Global Change Biology**, v. 7(6), p. 667–677, 2001. Disponível em:<<https://doi.org/10.1046/j.1354-1013.2001.00435.x>>.

YIQI, L., ZHOU, X. **Soil respiration and the environment**. Academic press, 2010.

YUSTE, J.C.; NAGY, M.; JANSSENS, I.A.; CARRARA, A.; CEULEMANS, R. Soil respiration in a mixed temperate forest and its contribution to total ecosystem respiration. **Tree Physiology**, v. 25, p. 609-619, 2005. Disponível em:<[https://www.researchgate.net/publication/7993061\\_Soil\\_respiration\\_in\\_a\\_mixed\\_temperate\\_forest\\_and\\_its\\_contribution\\_to\\_total\\_ecosystem\\_respiration](https://www.researchgate.net/publication/7993061_Soil_respiration_in_a_mixed_temperate_forest_and_its_contribution_to_total_ecosystem_respiration)>.

YUSTE, J. C.; JANSSENS, I. A.; CARRARA, A.; MEIRESONNE, L.; CEULEMANS, R. (2003). Interactive effects of temperature and precipitation on soil respiration in a temperate maritime pine forest. **Tree Physiology**, 23(18), 1263–1270, 2003. Disponível em:<<https://doi.org/10.1093/treephys/23.18.1263>>.

ZANBERLAN, J.; FRONCHETI, A. **Agricultura ecológica: Preservação do pequeno agricultor e o meio ambiente**. Petrópolis: Vozes, 2001.

ZANCHI, F.B.; ROCHA, H.R.; FREITAS, H.C.; KRUIJT, B.; WATERLOO, M.J.; MANZI, A. O. Measurements of soil respiration and simple models dependent on moisture and temperature for an Amazonian southwest tropical Forest. **Biogeosciences**, Discuss, 2009. Disponível em:<<https://doi.org/10.5194/bgd-6-6147-2009>>.

ZINN, Y.L.; RESCK, D.V.S.; SILVA, J.E. Soil organic carbon as affected by afforestation with Eucalyptus and Pinus in the Cerrado region of Brazil. **For. Ecol. Manag.**, v. 166, p. 285- 294, 2002. Disponível em:<<https://elibrary.ru/item.asp?id=1096986>>.