Table des matières

DEDICACE i
REMERCIEMENTS ii
RESUME v
ABSTRACT vi
TABLE DES MATIERES vii
LISTE DES TABLEAUX xi
LISTE DES FIGURES xii
SIGLES ET ABREVIATIONS xiii
INTRODUCTION GENERALE 1
CHAPITRE 1: ETAT DE L'ART 7
1.1 Stock de carbone et d'azote dans le sol 7
1.1.1 Le sol réservoir de carbone 7
1.1.2 Cycle du carbone dans l'écosystème terrestre 8
1.1.3 L'azote dans le sol 8
1.2 Carbone et productivité des cultures 9
1.3 Evolution du stock de carbone du sol sous culture après défriche 10
1.4 Respiration du sol 12
1.4.1 Définition 12
1.4.2 Les respirations autotrophes et hétérotrophes du sol 12
1.4.3 Déterminants de la respiration du sol 13
1.4.4 Variabilité temporelle et spatiale de la respiration du sol 22
1.5 Objectifs et stratégies de recherche 24
1.5.1 Hypothèses de travail 24
1.5.2 Objectifs 24
1.5.3 Approche 25
1.5.4 Plan de la thèse 25
CHAPITRE 2: MILIEU D'ETUDE 28
2.1 Situation géographique 28
2.2 Relief 28
2.3 Climat 29
2.4 Type de sols 30
2.5 Géologie 34

2.6 Caractéristiques des exploitations agricoles et pratiques culturales au Nord Cameroun 35
CHAPITRE 3: 24-HOUR VARIATION IN SOIL RESPIRATION AFTER A LONG DRY SEASON IN A SUDANO-SAHELIAN REGION 39
3.1 Introduction 41
3.2 Materials and Methods 42
3.2.1 Study area 42
3.2.2 Experimental design 42
3.2.3 Measurement of SR and environmental factors 43
3.2.4 Data analysis 44
3.3 Results 44
3.3.1 24-hour variation of SR, soil temperature and moisture 44
3.3.2 Polynomial functions 47
3.3.3 Robustness of the polynomial functions 49
3.3.4 Linear functions 49
3.3.5 Robustness of the linear functions 51
3.3.6 Effects on SR of soil temperature, soil moisture, and time of measurement 51
3.4 Discussion 52
3.4.1 24-hour variation of SR, soil temperature and moisture 52
3.4.2 Method for estimating the mean SR in the field 53
3.4.3 Effects on SR of soil temperature, soil moisture, and time of measurement 56
3.5 Conclusion 57
3.6 Acknowledgements 57
CHAPITRE 4: EFFECT OF BIOMASS MANAGEMENT REGIMES AND WETTING-DRYING CYCLES ON SOIL CARBON MINERALIZATION IN A SUDANO-SAHELIAN REGION 59
4.1 Introduction 60
4.2 Materials and Methods 62
4.2.1 The site 62
4.2.2 Experimental design 62
4.2.3 Measuring the soil respiration and environmental factors 64
4.2.4 Statistical analyses 65
4.3 Results 65
4.3.1 Soil moisture content 65
4.3.2 Soil temperature 67

4.3.3 Carbon mineralization flush 68
4.3.4 Total carbon mineralization 70
4.3.5 Soil carbon content and stocks 71
4.4 Discussion 71
4.4.1 Carbon mineralization flush 71
4.4.2 Total carbon mineralization 72
4.4.3 Soil carbon stocks 73
4.5 Conclusion 74
4.6 Acknowledgements 74
CHAPITRE 5: WETTING-DRYING CYCLES ARE NOT INCREASING ORGANIC CARBON AND NITROGEN MINERALIZATION IN STRAW AMENDED SOILS IN SUDANO-SAHELIAN CONTEXT 76
5.1 Introduction 78
5.2 Matériels et Méthodes 80
5.2.1 Description du site et échantillonnage 80
5.2.2 Incubations de laboratoire 80
5.2.3 Détermination C et N minéralisé 81
5.2.4 Analyses statistiques 83
5.3 Résultats 83
5.3.1 Minéralisation du carbone dans les différents traitements 83
5.3.2 Minéralisation de l'azote dans les différents traitements 87
5.4 Discussion 87
5.4.1 Minéralisation du carbone dans les différents traitements 87
5.4.2 Minéralisation de l'azote dans les différents traitements 89
5.5 Conclusion 90
5.6 Remerciements 91
CHAPITRE 6: DISCUSSION GENERALE 93
6.1 Impact des cycles humectation-dessiccation sur la minéralisation du carbone et de l'azote des sols 93
6.2 Impact des modes de gestion de la biomasse sur sur la minéralisation du carbone et de l'azote des sols 95
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES 98
Conclusion générale 98
Perspectives 98

REFERENCES 101
ANNEXES 110

Liste des tableaux

Tableau chapitre 1:

Tableau 1.1: Impact des cycles humectation-dessiccation sur la minéralisation du carbone des sols

Tableau chapitre 2:

Tableau 2.1: Les différentes catégories de sols au Nord Cameroun

Tableaux chapitre 3:

Tableau 3.1: Estimated coefficient values, standard error and confidence interval

Tableau 3.2: Comparison of methods for estimating the mean soil respiration

Liste des figures

Figures chapitre 1 :

Fig. 1.1 Le cycle global du carbone

Fig. 1.2 Dynamique du carbone et de l'azote issus des résidus végétaux

Fig. 1.3 Respiration autotrophe et hétérotrophe du sol

Figures chapitre 2 :

Fig. 2.1 Situation géographique de la zone cotonnière du Nord Cameroun

Fig. 2.2 Carte de la pluviosité au Nord Cameroun

Fig. 2.3 Carte pédologique du Nord Cameroun

Fig. 2.4 Système de culture en agriculture conventionnelle

Figures chapitre 3:

Fig. 3.1 24-h variation of soil respiration during the first and second time series

Fig. 3.2 24-h variation of (A) soil temperature, (B) soil moisture during the first and second time series

Fig. 3.3 Polynomial function predictions for both time series

Fig. 3.4 Predictions by second degree polynomial functions against measured soil respiration

Fig. 3.5 Linear functions for both time series

Fig. 3.6 Predictions by linear functions against measured soil respiration

Figures chapitre 4:

Fig. 4.1 Variation in soil moisture content (A) soil with mulch and (B) soil without mulch

Fig. 4.2 Variation in soil temperature (A) soil with mulch (B) soil without mulch

Fig. 4.3 Carbon mineralization flush (A) soil with mulch and (B) soil without mulch

Fig. 4.4 Total carbon mineralization for soils with and without mulch over 50 days

Figures chapitre 5:

Fig. 5.1 Minéralisation cumulée du carbone après 70 jours d'incubation

Fig. 5.2 Quantité de paille restante, (A) sols maintenus humides, (B) sols ré-humectés

Fig. 5.3 Minéralisation du carbone (A) Sols maintenus humides, (B) Sols ré-humectés

Fig. 5.4 Quantité d'azote minéral au cours des 70 jours d'incubation

Sigles et abréviations

AÏDA : Agroécologie et Intensification Durable des cultures Annuelles

Anova : Analyse de variance

C : Carbone

C2D : Contrat de Désendettement et de Développement

CaSA : Carbone des Sols pour une Agriculture durable en Afrique

CIRAD : Centre de Coopération Internationale en Recherche Agronomique pour le Développement

CO_2 : Dioxyde de carbone

CPCS : Commission de Pédologie et de Cartographie des Sols

CV : Coefficient de variation

Eco&sols : Ecologie Fonctionnelle & Biogéochimie des Sols & des Agroécosystèmes

FAO : Food and Agriculture Organisation

GIEC : Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat

Gt C : Gigatonnes de carbone

INRA : Institut National de la Recherche Agronomique

IRAD : Institut de Recherche Agricole pour le Développement

IRD : Institut de Recherche pour le Développement

IRGA : Infrared Gaz Analyzer

MOS : Matière Organique du Sol

N : Azote

PVC : Polychlorure de vinyle

SIBAGHE : Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie, Géosciences, Hydrosciences, Environnement

SODECOTON : Société de Développement du Coton du Cameroun

MOS : Matière Organique du Sol

SR : Soil respiration

Rapport-Gratuit.com

UMR : Unité Mixte de Recherche

Introduction Générale

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

Introduction générale

Le sol est la couche superficielle, meuble, de la croûte terrestre d'épaisseur variable, qui résulte de l'altération des roches mères sous-jacentes et de la dégradation des matières organiques, sous l'influence de divers agents biologiques, chimiques et physiques (Calvet, 2003). Les sols sont directement liés aux grands enjeux de la sécurité alimentaire et du changement climatique. En effet, le sol est un compartiment majeur (estimé entre 1500 et 2400 Gt C) de stockage du carbone organique de l'écosystème terrestre (Batjes, 1996; GIEC, 2013). L'équilibre du stock de carbone dans le sol est contrôlé par les flux entrant et sortant de CO_2 : photosynthèse et respiration. Toute variation dans le flux de CO_2 sortant au niveau global peut avoir un impact important sur l'augmentation de CO_2 dans l'atmosphère mais aussi sur la diminution des teneurs en matière organique du sol et donc sur la fertilité des sols. Le sol à travers la matière organique du sol (MOS) assure aussi de multiples fonctions indispensables pour les systèmes agricoles. Ces fonctions sont assurées grâce aux propriétés physiques, biologiques et chimiques des sols. En effet, les sols assurent le stockage et la mise à disposition des nutriments pour les plantes, la rétention en eau pour une meilleure alimentation hydrique et la stabilisation des agrégats du sol.

Certaines pratiques culturales, en particulier le travail du sol et la mise en culture des sols sont à l'origine des pertes importantes de stock de carbone des sols (Feller and Milleville, 1977; Swift and Woomer, 1993; Staben *et al.*, 1997). En effet, en milieu tropical, la baisse des stocks de carbone des sols cultivés est rapide au cours des premières années qui suivent la défriche et l'équilibre est atteint après une vingtaine d'années (Kintché *et al.*, 2010). Parmi ces environnements tropicaux, la région soudano-sahélienne est celle qui possède le potentiel de terres cultivables le plus important en Afrique, soit 27% des superficies cultivables sur le continent africain (FAO., 2005). Elle s'étend sur une superficie totale de 8,6 millions km^2 soit 28% du continent africain et concerne 12 pays. Parmi ces pays, le Cameroun et en particulier

la province du nord constitue une importante zone de production cotonnière. En effet, le cotonnier, principale culture de rente, occupe 30% du paysage agricole et est cultivé par 90% des agriculteurs (Mbétid-Bessane *et al.*, 2006). Il représente la première source de revenus pour les populations rurales. Cependant, cette culture est soumise à plusieurs contraintes, notamment une pluviométrie de plus en plus irrégulière et une baisse de la fertilité des sols (Guibert *et al.*, 2001). Les facteurs qui favorisent la baisse de la fertilité des sols en zone cotonnière nord camerounais sont, surtout une forte pression anthropique sur le foncier et des pratiques culturales inappropriées. Les systèmes de gestion traditionnels des sols, incluant l'exportation systématique des résidus de culture et/ou la diminution des périodes de jachère ont conduit à une forte baisse des teneurs en matière organique des sols et une dégradation de la fertilité des sols (Boli *et al.*, 1991). Par conséquent, une diminution régulière de rendements de coton a été observée dans les systèmes de culture conventionnels depuis plus d'une décennie (SODECOTON, 2004). Des études menées sur l'évolution de la fertilité des sols dans les régions tropicales semi-arides et subhumides d'Afrique de l'Ouest, ont mis en évidence le rôle du carbone organique dans ces processus de dégradation des sols (Feller, 1995). Dans ces régions semi-arides, le carbone organique du sol est un indicateur de la durabilité des systèmes de production à base de cultures annuelles.

La pluviométrie irrégulière au Nord Cameroun entraine une humectation puis une dessiccation des sols. En effet, les sols sont exposés à de longues périodes sèches (5 à 6 mois / an) qui alternent avec une saison humide. La période de transition entre ces deux saisons, peut durer de mi-avril à fin juin et est caractérisée par des pluies très irrégulières. Les cycles successifs d'humectation-dessiccation peuvent conduire à de plus fortes minéralisations de carbone, qu'un sol témoin maintenu à une humidité constante sous climat méditerranéen (Fierer and Schimel, 2002). En revanche, selon d'autres auteurs, des cycles successifs d'humectation-dessiccation peuvent réduire la minéralisation du carbone du sol sous climat

subtropical humide (Mikha *et al.*, 2005) ou n'avoir aucun impact significatif sous climat tempéré (Denef *et al.*, 2001). Cette divergence des résultats serait liée au climat et à la durée des périodes de dessiccation et d'humectation (Borken and Matzner, 2009). En milieu tropical, les cycles humectation-dessiccation peuvent accentuer la perte des stocks de carbone et d'azote du sol dans les écosystèmes arides et semi-arides (Schwinning *et al.*, 2004). Ces cycles peuvent expliquer toute la minéralisation annuelle de la matière organique du sol en milieu semi-aride (Miller *et al.*, 2005).

Pour accroître la durabilité des rendements des cultures et réduire la vulnérabilité des sols face aux changements climatiques, les agriculteurs et conseillers agricoles du Nord Cameroun ont exploré de nouveaux systèmes de cultures pour améliorer les teneurs en eau et le stock de carbone organique des sols (Naudin *et al.*, 2010). Ces nouveaux systèmes de culture dits d'intensification écologique de l'agriculture, sont caractérisés par une couverture permanente du sol par un paillis organique ou mulch issu des cultures précédentes, par un minimum de perturbation mécanique des sols et par des rotations de cultures diversifiées (Giller *et al.*, 2009). Cependant, l'addition de cette matière organique fraiche dans un sol peut aussi contribuer à augmenter la minéralisation de la matière organique du sol (Kuzyakov *et al.*, 2000; Fontaine *et al.*, 2007). Plusieurs théories non exclusives sont avancées pour expliquer ce processus nommé *priming effect* (Blagodatskaya and Kuzyakov, 2008*)*. Il est donc essentiel d'évaluer non seulement l'impact des cycles d'humectation-dessiccation sur la minéralisation du carbone au sein des systèmes traditionnels du Nord Cameroun mais également l'impact de ces systèmes innovants de restitution de biomasse au sol, sur les stocks de carbone organique des sols. Très peu d'études ont été menées sur l'impact des cycles humectation-dessiccation sur la minéralisation du carbone dans les régions semi-arides comme la région soudano-sahélienne; la plupart des études ont été menées en milieu tempéré ou méditerranéen.

L'objectif de cette thèse est d'étudier l'impact des cycles humectation-dessiccation sur la minéralisation du carbone dans un contexte soudano-sahélien. Pour cela, nous avons comparé *in situ* et au laboratoire la respiration du sol sous différents modes d'humectation des sols. Un sol maintenu humide a été comparé à des sols soumis à des cycles humectation-dessiccation.

Les travaux de cette thèse seront structurés autour de six chapitres. Le chapitre 1 est un état des connaissances sur la respiration du sol. En particulier, nous détaillons les différentes composantes de la respiration du sol, les déterminants et la variabilité de la respiration du sol. Le chapitre 2 présente les caractéristiques du milieu d'étude. Le chapitre 3 correspond à un article méthodologique sur la mesure de la respiration du sol in situ pour déterminer à quel moment de la journée il faut effectuer des mesures afin d'obtenir une moyenne journalière des émissions de CO_2. Le chapitre 4 correspond à un article scientifique qui présente l'impact *in situ* des cycles humectation-dessiccation et des modes de gestion de la biomasse sur la minéralisation du carbone en contexte soudano-sahélien. Le chapitre 5 présente les résultats des expérimentations de laboratoire dont le but est de préciser et de comprendre l'impact des cycles humectation-dessiccation observé sur le terrain, et de vérifier les hypothèses de *priming effect*. Le chapitre 6 est consacré à la conclusion générale et propose des perspectives de recherche.

Chapitre 1. Etat de l'art

Chapitre 1: Etat de l'art

1.1 Stock de carbone et d'azote dans le sol

1.1.1 Le sol réservoir de carbone

Le stock de carbone dans le sol est estimé entre 1500 et 2400 Gigatonnes de carbone (Gt C) sur la profondeur d'un mètre contre 650 Gt C pour la végétation et 760 Gt C dans l'atmosphère (Fig.1) (Batjes, 1996; GIEC, 2013). Le stock de carbone dans le sol représente ainsi deux fois la quantité de carbone stockée dans l'atmosphère sous la forme de CO_2 et trois fois la quantité stockée dans la végétation. Le sol est donc un compartiment majeur de stockage de carbone terrestre (Arrouays *et al.*, 2002).

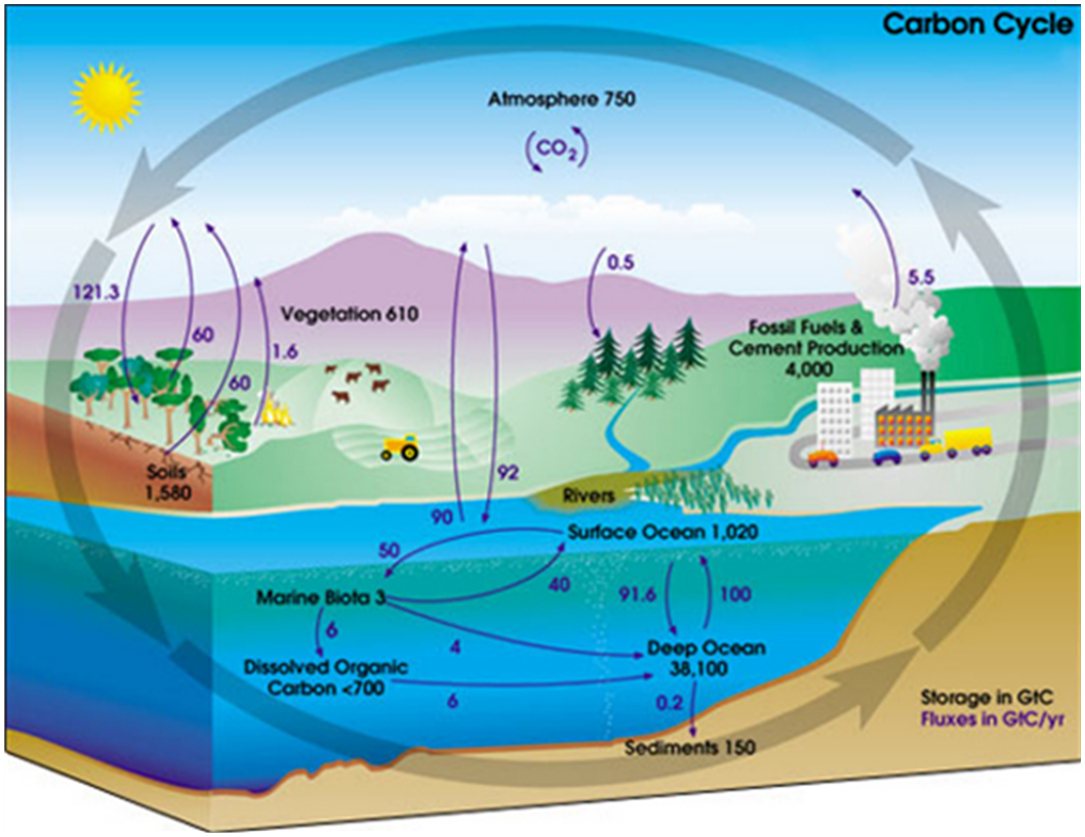


Figure 1 : Cycle du carbone d'après GIEC (2013)

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

1.1.2 Cycle du carbone dans l'écosystème terrestre

Le cycle du carbone dans l'écosystème terrestre est composé de flux de C de l'atmosphère à la biosphère terrestre (biomasse et sol). Les flux les plus importants sont ceux issus de la respiration et de la photosynthèse (Fig.1). Ces deux flux permettent de réguler l'équilibre du stock de carbone dans le sol. Les plantes assimilent le carbone de l'air par le processus de la photosynthèse en intégrant le CO_2 atmosphérique à leur propre biomasse (feuilles, bois, racines, fleurs et fruits). Les flux de CO_2 sortant de l'écosystème terrestre se produisent par la respiration des plantes (feuille et racine) et la décomposition de la matière organique par les microorganismes.

1.1.3 L'azote dans le sol

Dans le sol, l'azote est principalement stocké sous forme organique (azote organique du sol). Il existe également sous forme d'ions comme les nitrates, les nitrites et l'ammonium. L'azote circule selon un cycle biogéochimique au cours duquel il passe sous des formes organiques et minérales (Jego, 2008). Dans un système de culture, dès que la partie aérienne ou souterraine entre dans le sol, le processus de décomposition commence. L'azote organique est minéralisé par la biomasse microbienne sous forme d'ammonium, nitrite et nitrate (Figure 2). Cet azote minéralisé peut être assimilé par les micro-organismes et transformé en azote organique par le processus d'organisation. Les nitrates (NO_3^-) sont assimilés par les plantes pour leur croissance. Une petite partie de l'azote minéralisé est également adsorbé par les particules du sol ou lessivé dans le sol. En condition anaérobique, les nitrates (et accessoirement les nitrites NO_2^-) sont réduits à l'état de produits gazeux (oxyde nitreux N_2O, azote moléculaire N_2), ainsi perdus pour le sol par le processus de dénitrification. Les résidus végétaux non dégradés ou non minéralisés viennent s'ajouter à la matière organique du sol après une étape d'humification.

Les dynamiques du carbone et de l'azote dans le sol se produisent simultanément et sont liées à la fertilité des sols. Nous avons suivi la dynamique de l'azote minéral pour vérifier s'il y avait une limitation en azote car cette limitation pourrait arrêter le processus de minéralisation du carbone.

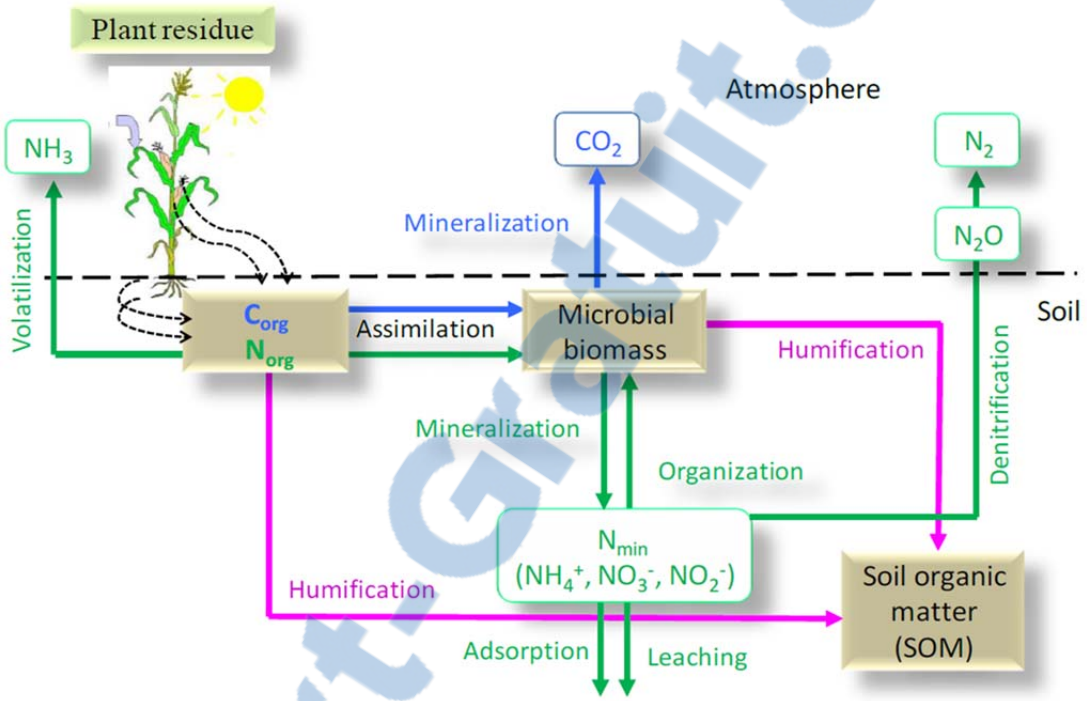


Figure 2 : Dynamique du carbone et de l'azote issus des résidus végétaux (Machinet *et al.*, 2009)

1.2 Carbone et productivité des cultures

Le carbone organique des sols est le constituant principal de la matière organique du sol qui joue un rôle fondamental dans le comportement global des sols et des agroécosystèmes qu'ils supportent : qualités physiques des sols, stimulation de l'activité biologique des sols, stockage et mise à disposition de l'eau et des nutriments pour les plantes, régulation des polluants. Ainsi, la teneur en carbone organique des sols est généralement considérée comme l'indicateur principal de la qualité des sols, à la fois pour leurs fonctions agricoles et environnementales.

Les stocks de carbone et les rendements des cultures sont positivement corrélés. En effet, plusieurs études ont montré que le maintien ou l'augmentation des stocks ce carbone des sols peut soutenir les rendements des cultures des sols tropicaux (Bekunda *et al.*, 1997; Bationo *et al.*, 2007). Cependant, les rendements de cultures n'augmentent pas de manière linéaire avec les stocks de carbone des sols compte tenu des apports organiques qui peuvent être rapidement minéralisés (Roussel *et al.*, 2001). Les expériences de longue durée menées en Afrique sub-saharienne ont montré très peu d'augmentation du stock de C du sol avec les apports de matière organique d'origine animale (fumier), mais une augmentation des rendements des cultures (Guibert *et al.*, 2007). En effet, les coefficients élevés de minéralisation de la matière organique limitent l'impact des apports organiques sur les stocks de carbone des sols.

1.3 Evolution du stock de carbone du sol sous culture après défriche

Les études ont montré de manière commune la baisse des stocks de carbone du sol avec la mise en culture (Siband, 1974; Pichot, 1981; Pieri, 1989; Deen and Kataki, 2003). Les stocks de carbone du sol dans les agro-systèmes tropicaux baissent fortement au cours des premières années qui suivent la défriche et l'équilibre n'est atteint qu'après une vingtaine d'années environ (Kintché *et al.*, 2010). Les pratiques culturales et les conditions pédoclimatiques sont incontestablement les principales causes de la baisse des stocks de carbone des sols. Les sols labourés régulièrement voient leur stock de carbone diminuer à long terme, en rapport avec les conditions pédoclimatiques (Chatskikh *et al.*, 2008; La Scala *et al.*, 2008). En effet, le labour désagrège les particules de sol, réduit la protection des composés organiques labiles et rapidement assimilables vis-à-vis des attaques enzymatiques et augmente la porosité du sol, ce qui améliore la diffusion des gaz et l'accès à l'eau pour les micro-organismes décomposeurs (La Scala *et al.*, 2008). Toutefois, les techniques de non labour et les restitutions des pailles favoriseraient une stabilisation voire une augmentation des stocks de carbone des sols

(Paustian *et al.*, 2000; Six *et al.*, 2002; Bernoux *et al.*, 2006). Ces effets sont liés à la diminution de la perturbation du sol et la formation de macro-agrégats stables qui protègent les particules de matière organique du sol des attaques microbiennes.

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

1.4 Respiration du sol

1.4.1 Définition

La respiration du sol correspond aux flux de CO_2 émis par les sols vers l'atmosphère. Ce flux provient à la fois de la respiration des racines vivantes et de la flore rhizosphérique (respiration autotrophe) et de la décomposition de la matière organique du sol par les microorganismes (respiration hétérotrophe), voir Figure 3. Le CO_2 produit par ces deux types de respiration dans le sol est ensuite diffusé dans les pores du sol, pour être émis dans l'atmosphère. La respiration du sol joue un rôle important dans le cycle global du carbone.

1.4.2 Les respirations autotrophes et hétérotrophes du sol

Les contributions respectives des composantes de respiration hétérotrophe et autotrophe peuvent varier de manière importante. Dans une synthèse de 51 articles publiés, Hanson *et al.* (2000) ont reporté une contribution de la respiration racinaire, en moyenne de 48% et, ils montrent une variation de 10 à 90%, en fonction du type de végétation et la saison de l'année. La contribution des racines présente une variabilité saisonnière avec de faibles valeurs au cours de la période de la saison de dormance, et augmente de façon spectaculaire au cours des saisons de croissance. De même, la respiration hétérotrophe représente entre 50 et 100% de la respiration du sol (Bond-Lamberty *et al.*, 2004).

Mes travaux de thèse sont focalisés sur la décomposition de la matière organique du sol par les microorganismes du sol. Cette respiration hétérotrophe est liée essentiellement à la disponibilité du carbone du sol et à des facteurs environnementaux (température et humidité du sol et cycles humectation-dessiccation).

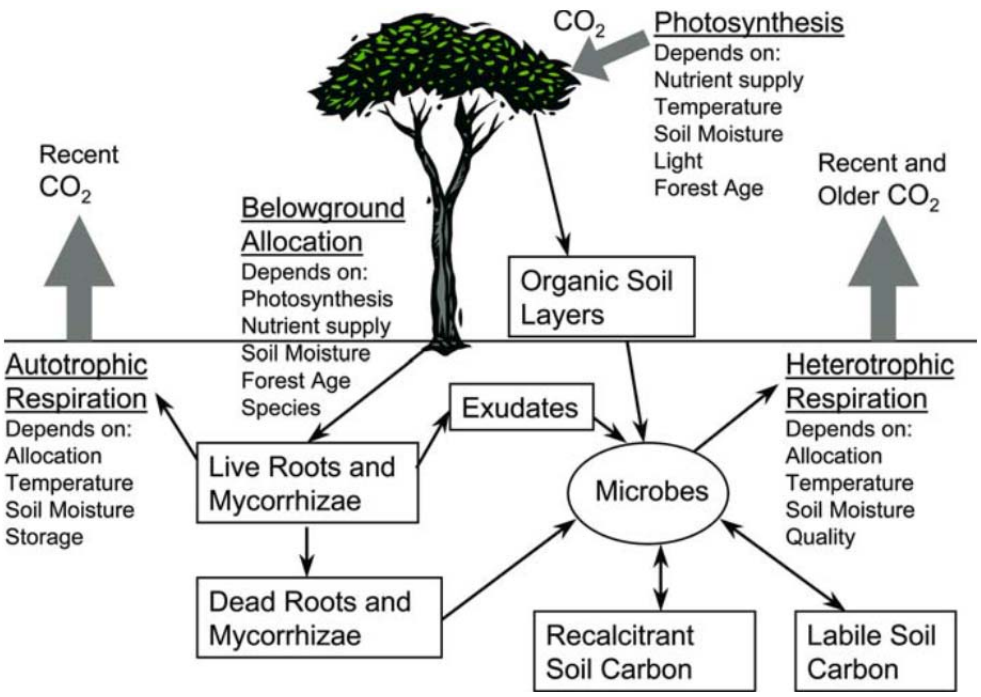


Figure 3 : Respiration autotrophe et hétérotrophe du sol d'après Ryan and Law (2005)

1.4.3 Déterminants de la respiration du sol

1.4.3.1 La disponibilité du carbone

Il est généralement admis que la disponibilité du carbone est le principal facteur limitant de l'activité de décomposition par les microorganismes du sol (Daufresne and Loreau, 2001). Ainsi, sur des sols de quatre régions climatiques en Amérique du Nord, la respiration du sol est corrélée linéairement à la teneur en carbone organique du sol (Franzluebbers *et al.*, 2001). Le carbone organique du sol est le support de l'activité biologique du sol.

La qualité du carbone joue également un rôle important dans la décomposition de la matière organique du sol (Chigineva *et al.*, 2009). L'activité microbienne augmente fortement en réponse à l'addition de carbone labile (Mikola and Setälä, 1998; Ekblad and Nordgren, 2002).

1.4.3.2 Température du sol

La température du sol est un des facteurs principaux influençant la respiration du sol (Kirschbaum, 1995; Kätterer *et al.*, 1998; Kirschbaum, 2006; Hamdi *et al.*, 2013). La plupart des études ont montré que la respiration du sol augmente de manière exponentielle avec la température du sol (Fang *et al.*, 1998; Buchmann, 2000). Pour une température avoisinant le niveau maximal des températures rencontrées sur un site donné, un optimum est souvent atteint (Pietikäinen *et al.*, 2005). Au-delà de cet optimum, le taux de respiration diminue à partir de 45-50°C car les enzymes commencent à être dénaturées ce qui entraine une baisse de la respiration.

L'indice Q_{10} représente le lien entre la respiration et la température. Il est le quotient entre la respiration observée à une température T+10°C et à T. $Q_{10} = RS_{T+10} / RS_T$, où RS est la respiration du sol. Le quotient Q_{10} définit donc la sensibilité de la respiration du sol à la température. Il est généralement admis que le Q_{10} a une valeur proche de 2 (Kätterer *et al.*, 1998). Toutefois, le Q_{10} n'est égal à 2 que dans des conditions bien spécifiques, liées principalement au substrat, aux conditions expérimentales et à la gamme des températures considérées (Davidson and Janssens, 2006).

Dans la littérature, des relations empiriques sont utilisées pour décrire la relation entre la température et la respiration du sol. Ces relations empiriques sont comparées en utilisant une même base de données. Tuomi *et al.* (2008) ont testé six modèles différents. Les modèles ont été : (1) une fonction exponentielle simple, (2) la fonction d'Arrhenius, (3) la fonction de Lloyd et Taylor, (4) une fonction Gaussienne, (5) une fonction exponentielle avec un paramètre additif et (6) la fonction de Del Grosso et ses collaborateurs. Tuomi *et al.* (2008) ont conclu que ces six modèles testés sont assez proches jusqu'à 30°C puis ils divergent fortement au-delà de cette température.

La dépendance de la respiration du sol à la température peut être influencée par d'autres facteurs tels que l'humidité du sol (Kirschbaum, 2006).

1.4.3.3 Humidité du sol

En milieu tropical, l'humidité du sol semble être un facteur limitant de la respiration du sol. Dans la plupart des cas, la forme de la relation entre la respiration et l'humidité du sol est telle que les flux de CO_2 sont faibles sous conditions sèches, atteignent un optimum pour des humidités du sol proches de celles correspondant à la capacité au champ et diminuent ensuite pour des taux plus élevés d'humidité (Hanson *et al.*, 1993; Thierron and Laudelout, 1996; Luo and Zhou, 2006). L'absence d'une quantité suffisante d'eau entraîne la réduction de la disponibilité en substrat et induit la dormance ou la sporulation, de telle façon qu'il y a une baisse de l'activité des micro-organismes mais aussi des racines et des végétaux (Sotta *et al.*, 2004). Pour des humidités optimales du sol, les pores du sol sont remplis environ à moitié d'eau et d'air, la première occupant la microporosité et la dernière la macroporosité. Cela permet la diffusion du substrat et de l'oxygène aux micro-organismes du sol. Enfin, des humidités supérieures à la capacité au champ limitent également l'ensemble des activités biologiques, du fait de l'hypoxie, voire de l'anoxie du sol (Lefèvre and Lévy, 2001). L'eau occupe tout le volume des pores, la diffusion de l'oxygène jusqu'aux micro-organismes est limitée. Ceci a été observé sur des sols argileux, mais semble peu probable sur un sol sableux bien drainé (Davidson *et al.*, 1998). Plus que l'humidité du sol *sensu stricto*, la fréquence des évènements pluvieux peut expliquer les variations de la respiration du sol (Degens and Sparling, 1995).

1.4.3.4 Cycles d'humectation et de dessiccation

L'impact d'une simple ré-humectation d'un sol sec sur la minéralisation du carbone a été étudié depuis plusieurs années. Cette ré-humectation soudaine d'un sol sec conduit à un flush de minéralisation du carbone aussi nommé « Birch effect » (Birch, 1958; Franzluebbers *et al.*, 2000; Kelliher *et al.*, 2004; Xiang *et al.*, 2008). Selon ces auteurs, ce flush est expliqué par (i) la décomposition rapide de cellules microbiennes mortes soit lors de la phase de sécheresse (Van Gestel *et al.*, 1991), soit suite à un choc osmotique lors de la reprise des pluies (Van Gestel *et al.*, 1992) et (ii) l'exposition ou la solubilisation d'une matière organique physiquement protégée (Lundquist *et al.*, 1999a) soudainement déprotégée par la ré-humectation puis rapidement minéralisée par les microorganismes (Denef *et al.*, 2001). Cependant, l'impact des cycles successifs humectation-dessiccation sur la minéralisation du carbone est contrasté (Tableau 1). Dans certains cas, les cycles humectation-dessiccation peuvent accélérer la minéralisation du carbone (Fierer and Schimel, 2002, 2003; Miller *et al.*, 2005) ou de l'azote des sols (Seneviratne and Wild, 1985; Cabrera, 1993; Gordon *et al.*, 2008) par rapport à ce qui serait perdu dans un sol témoin maintenu humide. Cependant, d'autres études ont observé une diminution de la minéralisation du carbone (Muhr *et al.*, 2008; Yu *et al.*, 2014) ou de l'azote (Mikha *et al.*, 2005; Hentschel *et al.*, 2007) sur des sols ré-humectés. Des études récentes ont reporté des valeurs similaires de minéralisation de carbone (Baumann and Marschner, 2013) ou d'azote (Miller *et al.*, 2005) entre des sols ré-humectés et maintenus humides. Les différences peuvent être expliquées par la durée des périodes d'humectation et de dessiccation qui ont une grande importance pour la minéralisation du carbone et de l'azote des sols (Borken and Matzner, 2009). Ainsi, une période de dessiccation relativement courte et une longue période d'humectation pourraient permettre une augmentation de la minéralisation du carbone ou de l'azote des sols par rapport à un contrôle humide. Ces

différences peuvent être aussi expliquées par la teneur en carbone du sol, le type de microorganismes ou la texture du sol (Fierer and Schimel, 2002).

L'analyse du tableau 1 présente l'absence d'un consensus sur l'impact des cycles humectation-dessiccation sur la minéralisation du carbone. Une partie des données proviennent d'une synthèse bibliographique (Borken and Matzner, 2009). Ces derniers auteurs ont montré que l'impact des cycles humectation-dessiccation est expliqué par la durée des périodes d'humectation ou de dessiccation. Nous avons ensuite complété cette synthèse de littérature mais il difficile de tirer une conclusion claire dans ce sens. L'absence de consensus peut être expliquée par le fait que les expérimentations sur les cycles humectation-dessiccation sont lourdes, il y a donc peu de données et plusieurs paramètres qui jouent à la fois sur la minéralisation de la matière organique du sol. Le tableau 1 nous permet simplement d'affirmer qu'il y a beaucoup d'études qui sont menées en milieux tempérés et méditerranéens sur les cycles humectation-dessiccation. Très peu d'études se sont focalisées sur les régions semi-arides comme la région soudano-sahélienne. Il nous manque des informations sur l'impact de ces cycles humectation-dessiccation sur la respiration des sols du Nord Cameroun.

Tableau 1: Impact des cycles humectation-dessiccation sur la minéralisation du carbone des sols.

Pratiques	Climat	Sol	Traitement	Humidité du sol	Température d'incubation (°C)	Période sèche (jours	Période humide (jours)	Cycles humectation-dessiccation	Durée totale de l'incubation (jours)	Différence du cumul de la minéralisation du carbone (*)	Référence
Terres arables	Tempéré	Sol minéral	Sol tamisé	Séché à l'air	29	3	28	1	31	0	(Jager and Bruins, 1975)
	Tempéré	Sol organique	Carotte de sol	Séché à l'air	Non défini	21	7	2	90	0	(Priemé and Christensen, 2001)
	Subtropical	Sol minéral	Sol tamisé	-1,5MPa	25	10	14	4	96	-	(Mikha *et al.*, 2005)
	Tempéré	Sol minéral	Homogénéisé	-3,8 Mpa	14	9	91	1	100	-	(Magid *et al.*, 1999)
	Tempéré	Sol minéral	Sol tamisé, marqué ^{14}C	-1180 Mpa	25	3	10	1	27	+	(Van Gestel *et al.*, 1993)
	Tempéré	Sol minéral	Sol tamisé, marqué ^{13}C	0,01-0,02 gg^{-1}	25	2	12	4	74	0	(Denef *et al.*, 2001)
	Tempéré	Sol minéral	Sol tamisé, marqué ^{14}C	Séché à l'air	20	2	30	8	260	+	(Sørensen, 1974)
	Tempéré	Sol minéral	Sol tamisé, marqué ^{14}C	Séché à l'air	20	2	30	16	500	+	(Sørensen, 1974)
Prairie	Tempéré	Sol organique	Carotte de sol	Séché à l'air	Non défini	21	9	3	90	+	(Priemé and Christensen, 2001)
	Tempéré	Sol minéral	Homogénéisé	Séché à l'air	28	8 à 10	15 à 20	4	80	+	(Bottner, 1985)
	Tempéré	Sol minéral	Sol tamisé	10 %	15	10	50	1	60	+	(Gordon *et al.*, 2008)
	Tempéré	Sol minéral	Sol tamisé	Séché à l'air	25	1	7	5	35	+	(Wu and Brookes, 2005)
	Subtropical	Sol minéral	Sol tamisé	Séché à l'air	4	6	1	6	42	-	(Degens and Sparling, 1995)
	Subtropical	Sol minéral	Sol tamisé	Séché à l'air	25	1	6	6	42	0	(Degens and Sparling, 1995)

	Méditerranéen	Sol minéral	Sol tamisé	-15 MPa	20	2	58	1	60	-	(Fierer and Schimel, 2002)
	Méditerranéen	Sol minéral	Sol tamisé	-15 MPa	20	2	28	2	60	-	(Fierer and Schimel, 2002)
	Méditerranéen	Sol minéral	Sol tamisé	-15 MPa	20	2	13	4	60	-	(Fierer and Schimel, 2002)
	Méditerranéen	Sol minéral	Sol tamisé	-15 MPa	20	2	8	6	60	-	(Fierer and Schimel, 2002)
	Méditerranéen	Sol minéral	Sol tamisé	-15 MPa	20	2	5	9	60	-	(Fierer and Schimel, 2002)
	Méditerranéen	Sol minéral	Sol tamisé	-15 MPa	20	2	2	15	60	-	(Fierer and Schimel, 2002)
	Subtropical	Sol minéral	Sol tamisé	-30 Mpa	20	3	6	1	20	+	(Fierer and Schimel, 2003)
	Subtropical	Sol minéral	Sol tamisé, ^{14}C glucose	Séché à l'air	25	10	4	3	42	-	(Van Veen *et al.*, 1985)
	Méditerranéen	Sol organique	Sol tamisé	Séché à l'air à 5 % WHC	20	19	5	4	97	+	(Xiang *et al.*, 2008)
	Méditerranéen	Sol organique	Sol tamisé	Séché à l'air à 5 % WHC	20	7	5	6	75	+	(Xiang *et al.*, 2008)
	Méditerranéen	Sol organique	Sol tamisé	Séché à l'air à 5 % WHC	20	3	3	12	75	+	(Xiang *et al.*, 2008)
Forêt	Tempéré	Sol organique/minéral	Carotte de sol	0,23; 0,53 gg^{-1}	15	42	16	1	58	-	(Muhr *et al.*, 2008)
	Tempéré	Sol forestier	Sol tamisé	0,1 gg^{-1}	20	12	13	1	25	-	(Pulleman and Tietema, 1999)
	Subpolaire	Litière	sacs à litière	5 %	Température du terrain	6	1	4	28	-	(Schimel *et al.*, 1999)
	Subtropical	limono-argilo-sableuse	Sol tamisé	-2 Mpa	20	5	23	4	112	+	(Miller *et al.*, 2005)
	Subtropical	limono-argilo-sableuse	Sol tamisé	-2 Mpa	20	6	8	8	112	+	(Miller *et al.*, 2005)

pport-Gratuit.com

	Tempéré	Sol organique	Sol tamisé	Séché à l'air	15	16	40	1	120	-	(Muhr *et al.*, 2010)
	Tempéré	Sol organique	Sol tamisé	Séché à l'air	15	35	40	1	120	-	(Muhr *et al.*, 2010)
	Tempéré	Sol organique	Sol tamisé	Séché à l'air	15	47	40	1	120	-	(Muhr *et al.*, 2010)
	Méditerranéen	Sol minéral	Sol tamisé	-15 MPa	20	2	58	1	60	+	(Fierer and Schimel, 2002)
	Méditerranéen	Sol minéral	Sol tamisé	-15 MPa	20	2	28	2	60	+	(Fierer and Schimel, 2002)
	Méditerranéen	Sol minéral	Sol tamisé	-15 MPa	20	2	13	4	60	+	(Fierer and Schimel, 2002)
	Méditerranéen	Sol minéral	Sol tamisé	-15 MPa	20	2	8	6	60	+	(Fierer and Schimel, 2002)
	Méditerranéen	Sol minéral	Sol tamisé	-15 MPa	20	2	5	9	60	+	(Fierer and Schimel, 2002)
	Méditerranéen	Sol minéral	Sol tamisé	-15 MPa	20	2	2	15	60	+	(Fierer and Schimel, 2002)
Sols agricoles	Tempéré	Sol organique	Sol tamisé	Séché à l'air	25	5	5	5	50	-	(Guo *et al.*, 2012)
	Tempéré	Sol organique	Sol tamisé	Séché à l'air	25	5	5	5	50	0	(Guo *et al.*, 2012)
	Tempéré	Sol organique	Sol tamisé	Séché à l'air	25	5	5	5	50	+	(Guo *et al.*, 2012)
	Tempéré	Sol organique	Sol tamisé, glucose, amidon	Séché à l'air	25	7	7	3	42	+	(Butterly *et al.*, 2009)
	Tempéré	Sol organique	Sol tamisé, cellulose	Séché à l'air	25	7	7	3	42	-	(Butterly *et al.*, 2009)
	Méditerranéen	Sol organique	Sol tamisé	Séché à l'air	22	12	12	2	48	-	(Shi and Marschner, 2014)

(*) Les symboles +, -, 0 représentent respectivement l'augmentation, la diminution ou l'absence de changement du cumul de la minéralisation du carbone des sols soumis à des cycles humectation-dessiccation comparé à des sols maintenus à une humidité constante.

1.4.4 Variabilité temporelle et spatiale de la respiration du sol

La respiration du sol varie fortement avec le temps et l'espace (Liang *et al.*, 2004). Ces variations spatiale et temporelle résultent des variables environnementales.

1.4.4.1 Variabilité temporelle

a) Variabilité journalière

La respiration du sol varie au cours d'une journée. Dans la journée, la respiration du sol augmente le matin avec une augmentation de la température du sol, atteint un pic à midi ou dans l'après-midi et diminue tout au long de la nuit lorsque la température baisse (Xu and Qi, 2001; Hirano, 2005). Dans la plupart des cas, la variation journalière de la respiration du sol est expliquée par les variations de la température du sol (Rayment and Jarvis, 2000; Xu and Qi, 2001; Hirano, 2005). Au cours de la nuit, la respiration du sol est plus faible que le flux au cours de la journée, et elle présente une diminution linéaire. Cependant, d'autres auteurs ont reporté une variation journalière de la respiration du sol nulle ou négligeable (Buchmann, 2000; Widen and Majdi, 2001; Betson *et al.*, 2007). Ainsi, cette absence de variation journalière peut être expliquée par la faible variation de la température du sol (Davidson *et al.*, 2000). Les variations pluri-journalières peuvent être aussi importantes. Des mesures de respiration du sol sur deux jours consécutifs ont montré des flux très différents (Jensen *et al.*, 1996).

b) Variabilité saisonnière

La variabilité saisonnière de la respiration du sol et ses facteurs explicatifs ont fait l'objet de plusieurs études. Généralement, les taux de respiration du sol sont plus élevés pendant la saison de culture et plus faibles en saison sèche. Les faibles taux de respiration du sol en

saison sèche sont liés à l'absence d'une quantité suffisante d'eau qui entraine une baisse de l'activité des microorganismes. La variabilité saisonnière est expliquée par les variations de l'humidité du sol (Davidson *et al.*, 2000; Xu and Qi, 2001; Chen *et al.*, 2003), la température du sol (Longdoz *et al.*, 2000; Rayment and Jarvis, 2000) ou la combinaison des deux facteurs (Kiese and Butterbach-Bahl, 2002; Subke *et al.*, 2003). Le principal facteur de la variation de la respiration du sol dépend du climat et de l'écosystème dans lequel on se situe. En milieu aride et semi-aride, l'humidité du sol est le principal facteur limitant de la respiration du sol. Ainsi, la variabilité saisonnière de la respiration du sol est expliquée par les variations de l'humidité du sol (Davidson *et al.*, 2000).

1.4.4.2 Variabilité spatiale

La variabilité spatiale de la respiration du sol a été mise en évidence à différentes échelles, avec des différences de respiration du sol constatées sur des distances allant de quelques centimètres à plusieurs hectares (Rayment and Jarvis, 2000). Des différences spatiales de respiration du sol ont été mises en évidence dans les agrosystèmes (Cambardella *et al.*, 1994). Ces différences sont expliquées par la grande hétérogénéité des sols. Ainsi, la variabilité spatiale élevée de la respiration du sol est liée aux propriétés physico-chimiques des sols (Epron *et al.*, 2006; Ngao *et al.*, 2012), la biomasse des racines, la quantité de litière et la teneur en carbone (Lamade *et al.*, 1996; Fang *et al.*, 1998; Adachi *et al.*, 2006). Afin de résoudre ce problème de la variabilité spatiale de la respiration du sol, un maximum de répétitions de mesures est nécessaire pour aboutir à des mesures valides.

1.5 Objectifs et stratégies de recherche

1.5.1 Hypothèses de travail

Dans cette thèse nous proposons de répondre à la question de recherche suivante : est-ce que les cycles humectation-dessiccation augmentent la minéralisation du carbone dans un contexte soudano-sahélien? Pour répondre à cette question de recherche, nous avons formulé trois hypothèses:

Hypothèse 1 : Les mesures de respiration du sol varient sur une période de 24 heures dans le contexte soudano-sahélien.

Hypothèse 2 : Les cycles humectation-dessiccation augmentent la minéralisation du carbone des sols dans le contexte soudano-sahélien.

Hypothèse 3 : La minéralisation du carbone dans les sols soumis à des cycles humectation-dessiccation est influencée par l'apport de la matière organique fraiche.

Les éléments de réponse à ces hypothèses permettront de faire avancer les connaissances sur la performance et la durabilité des agrosystèmes en milieu rural du Nord Cameroun.

1.5.2 Objectifs

Pour répondre à la question de recherche, l'objectif général de cette thèse a été de quantifier l'impact des cycles humectation-dessiccation sur la minéralisation du carbone dans un contexte soudano-sahélien.

De façon spécifique, il s'agissait de :

1- Suivre la respiration du sol durant 24 heures après un évènement pluvieux qui a suivi une longue saison sèche et de proposer la stratégie d'échantillonnage la plus

appropriée pour capturer la variation et fournir une meilleure estimation de la respiration du sol sur 24 heures.

2- Evaluer l'influence des cycles humectation-dessiccation et des modes de gestion de la biomasse sur la minéralisation du carbone organique des sols en région soudano-sahélienne et de déterminer si les modes de gestion de la biomasse proposés depuis quelques années peuvent influencer la minéralisation du carbone du sol lors de ces cycles humectation-dessiccation.

3- Déterminer l'influence des cycles humectation-dessiccation sur la minéralisation du carbone et de l'azote des sols avec ou sans apport de paille et d'évaluer l'influence des cycles humectation-dessiccation sur le *priming effect*.

1.5.3 Approche

L'approche originale de mes travaux de thèse a été de combiner une approche terrain, qui tient compte de la réalité et de la complexité du terrain et une approche laboratoire en conditions contrôlées. Sur le terrain, les mesures de respiration du sol sont contraignantes mais elles permettent d'intégrer sur un système de culture, tous les paramètres qui agissent sur la respiration du sol. Il est donc difficile de manipuler l'humidité du sol sans modifier la température du sol. Compte tenu de ces difficultés, nous avons choisi de compléter nos résultats avec des approches expérimentales de laboratoire qui permettent en conditions contrôlées d'isoler l'impact particulier d'un facteur, par exemple le rôle de l'humidité du sol ou l'impact des cycles humectation-dessiccation.

1.5.4 Plan de la thèse

Les résultats de mes travaux sont organisés en six chapitres qui suivent l'introduction générale. Les chapitres correspondent à des articles publiés, soumis, ou en préparation :

- **le chapitre 1** correspond à l'étude bibliographique qui détaille l'état des connaissances sur le sujet de la thèse et les objectifs et stratégies de recherche.
- **le chapitre 2** correspond aux caractéristiques du milieu d'étude.
- **le chapitre 3** correspond à un article méthodologique publié dans la revue internationale « ***Scientia Agricola*** » et intitulé **« 24-hour variation in soil respiration after a long dry season in a Sudano-Sahelian region »**. Il présente une stratégie d'échantillonnage de la respiration du sol sur une période de 24 heures.
- **le chapitre 4** correspond à un article scientifique soumis dans la revue internationale « ***Journal of Arid Environments*** » et intitulé **«Effect of biomass management regimes and wetting-drying cycles on soil carbon mineralization in a Sudano-Sahelian region»**. Il présente et discute les résultats de l'expérimentation sur le terrain portant sur l'impact des cycles humectation-dessiccation et des modes de gestion de la biomasse.
- **le chapitre 5** correspond à un article en préparation intitulé **« Wetting-drying cycles are not increasing organic carbon and nitrogen mineralization in straw amended soils in sudano-sahelian context »**. Il présente et discute les résultats de l'expérimentation au laboratoire et a pour but de préciser et de comprendre l'impact des cycles humectation-dessiccation observé sur le terrain, et de vérifier les hypothèses de *priming effect*.

- **Le chapitre 6** présente une discussion générale de la thèse.

Chapitre 2. Milieu d'étude

Chapitre 2: Milieu d'étude

2.1 Situation géographique

La zone d'étude est située dans la zone cotonnière du Cameroun qui occupe la région administrative du Nord et de l'Extrême-Nord. Elle a été menée dans la région administrative du Nord qui est située entre 7°30 et 13° de latitude Nord et 9 et 15° de longitude Est (Fig.1).

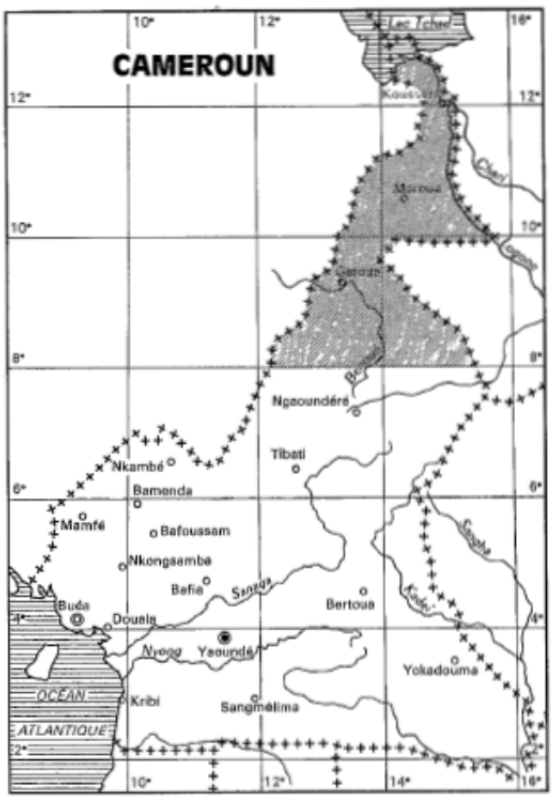


Figure 1: Situation géographique de la zone cotonnière du Nord Cameroun (Brabant and Gavaud, 1985)

2.2 Relief

La topographie est caractérisée par trois grandes unités à savoir les Monts Mandara, la pénéplaine de Guider-Kaélé et les plaines. Les monts Mandara regroupent des reliefs accentués ou montagnes (970-1494 m d'altitude), des plateaux (600-1000 m d'altitude)

compris entre les montagnes et des piémonts. Les pénéplaines de Guider – Kaélé ont une altitude moyenne de 350 - 400 m et elles prolongent les piémonts. Elles s'étendent de part et d'autre de la ligne de partage des eaux entre la cuvette du Lac Tchad et le bassin de la Bénoué. Les plaines sont regroupées en deux grands bassins à savoir le bassin tchadien et le bassin de la Bénoué.

2.3 Climat

La région présente un climat de type soudano-sahélien caractérisé par deux saisons fortement contrastées : une saison sèche, qui s'étale sur six à sept mois (novembre à avril), et une saison des pluies de cinq à six mois qui s'étale de mai à octobre avec des incertitudes sur les dates des premières pluies. La pluviosité moyenne annuelle de 2003 à 2013 est comprise entre 900 et 950 mm (SODECOTON, données non publiées). Mais il existe des grandes variations annuelles et intra-annuelles. La température moyenne annuelle varie de 20 à 30 °C avec des *minima* mensuels de 12 à 15 °C en décembre et en janvier (Brabant and Gavaud, 1985). L'humidité relative est de 80 % en saison pluvieuse et elle descend à 30 ou 40 %, parfois à moins de 10 %, en saison sèche. L'insolation annuelle varie de 2 500 à 3 300 heures. Selon Beauvilain (1989), la zone cotonnière est comprise entre l'isohyète 700 mm au Nord de Maroua et l'isohyète 1200 mm au Sud de Touboro.

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

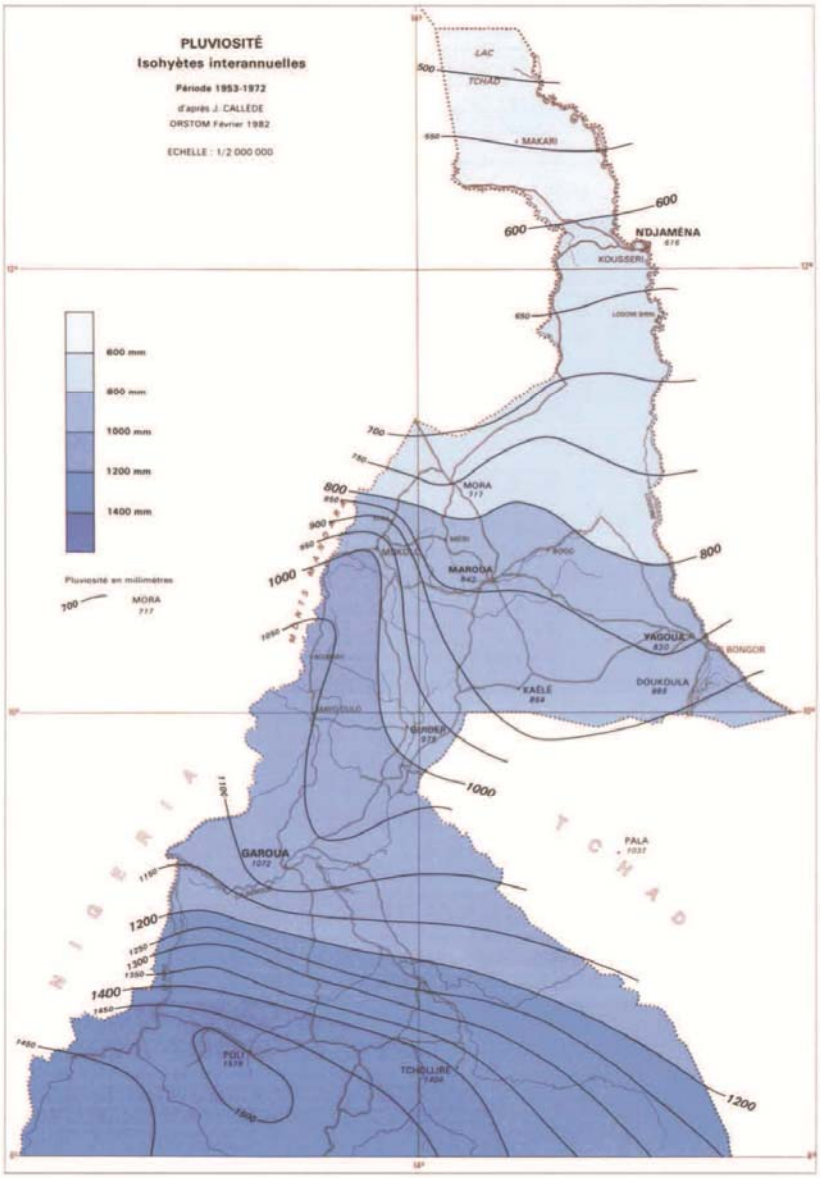


Figure 2: Carte de la pluviosité au Nord Cameroun (Brabant and Gavaud, 1985)

2.4 Type de sols

La région du Nord Cameroun est caractérisée par une diversité de sols (Brabant and Gavaud, 1985) voir figure 3. Le tableau ci-dessous récapitule les différentes catégories de sols en référant aux unités taxonomiques de la classification française CPCS (Commission de Pédologie et de Cartographie des Sols) et aux unités du système FAO (2006).

Tableau 1 : Les différentes catégories de sols au Nord Cameroun (Brabant and Gavaud, 1985)

Classification CPCS	**Classification FAO**
Lithosol	Lithosol
Sol peu évolué d'érosion régosolique	Régosol eutrique
Sol peu évolué d'apport alluvial	Fluvisol eutrique
Sol hydromorphe minéral à pseudo-gley, à faciès planique	Cambisol gleyique
Vertisol à drainage externe réduit, hydromorphe	Vertisol pellique
Sol fersiallitique sans réserve calcique, modal	Cambisol chromique
Sol ferrugineux tropical lessivé modal	Luvisol chromique
Sol ferrugineux tropical lessivé hydromorphe	Luvisol gleyique
Sol peu évolué d'érosion régosolique	Régosol eutrique
Sol lessivé tropical à horizon Btx	Luvisol albique
Planosol mollique sans horizon E albique et sa phase érodée	Luvisol orthique
Planosol eutrique	Planosol eutrique

Principalement, on y retrouve des sols de type ferrugineux tropicaux formés par dégradation de grès du Crétacé moyen (Luvisol chromique). Ces sols se rencontrent en majorité dans la province du Nord (de Garoua à Touboro), dans le bassin crétacé de la Bénoué, et en partie dans la province de l'Extrême-Nord sur une étendue globale de près de 1 900 000 ha, soit 60 % des terres cultivées (Brabant and Gavaud, 1985). Ils sont en général, pauvres en éléments fertilisants (phosphore, azote) et très sensibles à l'érosion de par leur texture sableuse et leur faible teneur en matière organique, moins de 1 % dans l'horizon de surface 0-20 cm (Brabant and Gavaud, 1985). Ces sols ferrugineux sont légèrement acides (pH= 5,5 à 6) et ont une

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

faible capacité d'échange cationique (CEC). Les vertisols couvrent 1 200 000 ha localisés principalement dans la plaine du Diamaré et de Kaélé. Des planosols, à tendance plus ou moins halomorphes couvrent 260 000 ha situés principalement dans la plaine du Diamaré, celle de Kaélé et autour de Mora. Pour notre étude, nous avons réalisé des mesures de respiration de sol sur les sols ferrugineux tropicaux et les sols peu évolués d'apport alluviaux.

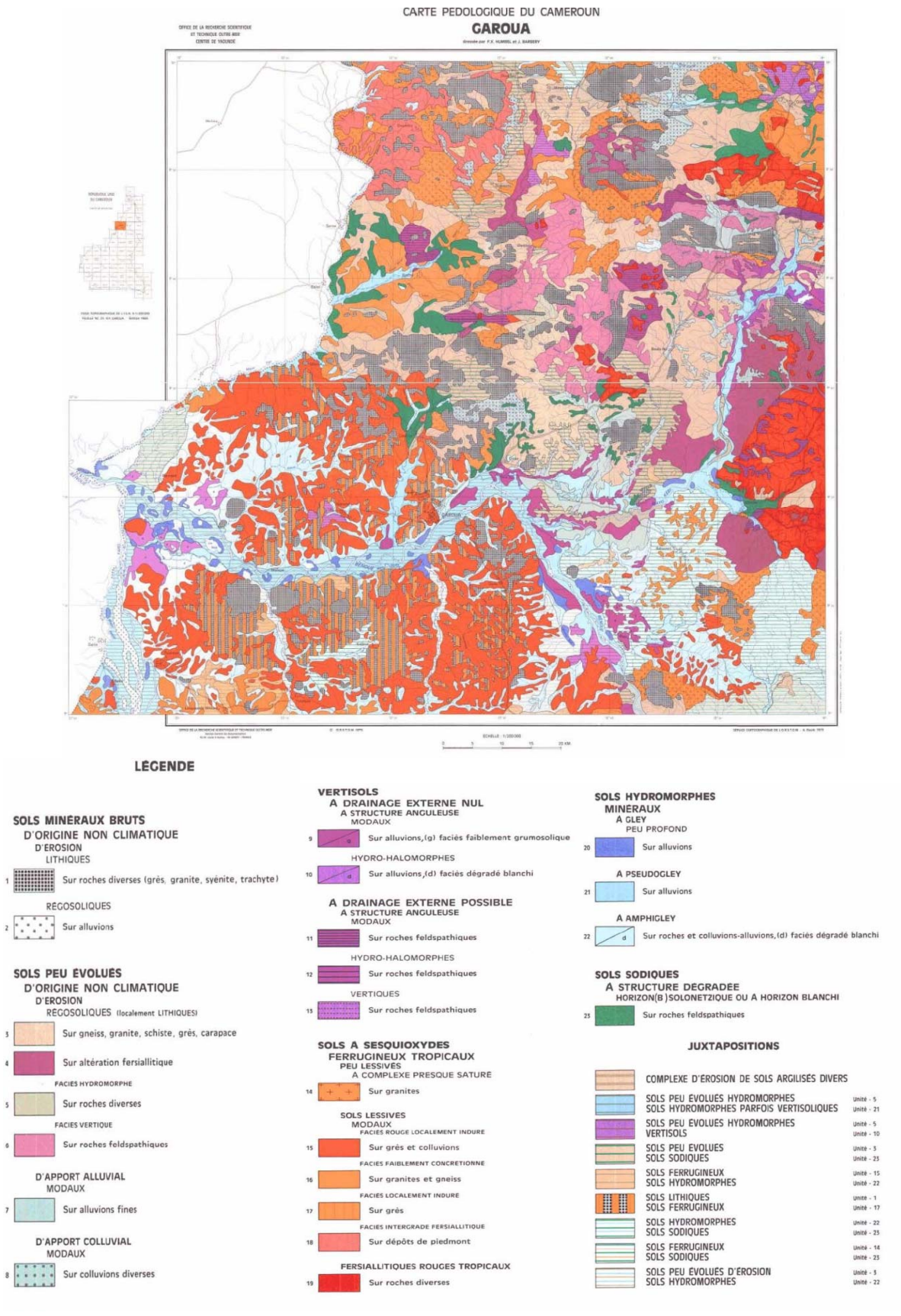


Figure 3: Carte pédologique du Nord Cameroun (Source : F.-X. Humbel et J. Barbery ORSTOM, 1973)

2.5 Géologie

Deux formations géologiques occupent la plus grande partie de la région : le socle granito-gneissique et les alluvions de la cuvette tchadienne (Brabant and Gavaud, 1985). Par ailleurs, on observe des formations diverses, dispersées dans le socle ; ce sont des bassins sédimentaires, des séries métamorphiques, des roches basiques et des alluvions récentes, couvrant une superficie inférieure à 20 % de la carte.

Le socle granito-gneissique : Il affleure depuis le sud de la région jusqu'à une ligne joignant Kaélé à Mora. Ce vaste domaine se subdivise en 3 ensembles selon le faciès des roches et le produit de leur altération. Il s'agit des roches alcalines porphyroides : leur altération produit en abondance une arène grossière quartzo-feldspathique. Elles affleurent souvent dans des reliefs montagneux sous la forme de blocs résiduels tandis que le sable entraîné sur le piémont constitue d'épais glacis colluviaux. Les roches claires à texture grossière contiennent peu de minéraux ferro-magnésiens et s'altèrent en une arêne très grossière quartzeuse. Enfin les roches à texture moyenne et à teneur variable en biotite et en amphibole constituent le faciès dominant. Les produits très divers de leur altération dépendent des conditions locales de la pédogénèse.

Les alluvions de la cuvette tchadienne : Elles s'étendent de la bordure du socle où leur épaisseur est de quelques mètres jusqu'au Lac Tchad où elles peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres. Ce sont des sables argileux au pied des massifs, des sables dunaires entre Bogo et Yagoua, des argiles lacustres dans la plaine du Logone, des argiles et des sables dans les deltas fluviatiles. Le socle granitique pointe à travers cette vaste plaine à Mindif, Djoulgouf, Balda, Djoudé et Waza.

2.6 Caractéristiques des exploitations agricoles et pratiques culturales au Nord Cameroun

Les études menées en 2000 et 2001 dans la zone cotonnière du Cameroun ont permis de caractériser les exploitations agricoles (Mbétid-Bessane *et al.*, 2003). La diversification des activités apparaît comme un choix des agriculteurs pour gérer les risques. La culture cotonnière, les cultures vivrières, les élevages et les activités non agricoles forment la base du système de production (Mbétid-Bessane *et al.*, 2006). La culture cotonnière est considéré comme la principale source de revenus de la majorité des agriculteurs (Mbétid-Bessane *et al.*, 2006). En effet, elle occupe 33% des superficies totales cultivées et génère 60% des revenus monétaires de l'exploitation (Mbétid-Bessane *et al.*, 2003). En général, les superficies cultivées sont relativement réduites et fournissent l'essentiel d'un revenu monétaire limité. Les fluctuations importantes des prix des cultures vivrières au cours de l'année, d'une année à l'autre, et les fréquentes difficultés de commercialisation les rendent plus risquées aux yeux des agriculteurs. L'élevage est peu développé dans la zone cotonnière du Cameroun (Mbétid-Bessane *et al.*, 2006). Il est principalement basé sur des caprins dans 50 à 70 % des exploitations et constitue l'essentiel du capital. Ce petit élevage est surtout utilisé pour résoudre des besoins ponctuels de trésorerie. La traction bovine apparaît comme le principal facteur d'intégration de l'élevage bovin dans les exploitations agricoles. Cependant, la lourdeur du système de crédit et son dysfonctionnement ont amené des déficits financiers importants et des difficultés qui ont entrainé la baisse de la production cotonnière (Mbetid-Bessane *et al.*, 2010). La baisse du prix d'achat du coton-graine, conjuguée à la hausse du coût des intrants, aux difficultés d'enlèvement et au retard de paiement de coton aux producteurs est sans doute les principales causes de la crise cotonnière au Nord Cameroun (Mbetid-Bessane, 2002). Dans ce contexte, la plupart des agriculteurs a abandonné la culture cotonnière, ce qui a entrainé une réduction des superficies cultivées et des rendements en

coton des exploitations agricoles. Face à la crise, d'autres agriculteurs maintiennent la culture cotonnière pour bénéficier des avantages qui sont liés, mais tous développent d'autres activités.

Au Nord Cameroun, les deux systèmes de culture de base pratiqués sur les sols cultivés sont des rotations biennales, alternant le cotonnier (*Gossypium hirsutum* L.) et le maïs (*Zea mays* L.). Le cotonnier est cultivé en agriculture dite conventionnelle. L'agriculture conventionnelle est caractérisée par l'absence de résidus et un travail du sol. Cette pratique culturale est largement adoptée par les agriculteurs au Nord Cameroun. Cependant, elle est liée à la dégradation des terres, l'érosion des sols et la non durabilité des systèmes de culture. Pour faire face à ces contraintes et réduire la vulnérabilité des sols face aux changements climatiques, les agriculteurs et conseillers agricoles du Nord Cameroun ont exploré de nouveaux systèmes de cultures pour améliorer les teneurs en eau et en carbone organique du sol (Naudin *et al.*, 2010). Ces techniques d'agriculture de conservation sont caractérisés par une couverture permanente du sol par un paillis organique ou mulch issu des cultures précédentes, par un minimum de perturbation mécanique des sols et par des rotations de cultures diversifiées (Giller *et al.*, 2009). Dans les parcelles d'agriculture de conservation, le maïs est semé en association avec une culture de couverture (*Brachiaria ruziziensis* R. Germ. & CM. Evrard) pour produire de la biomasse supplémentaire. L'année suivante, le coton est ainsi semé sur les résidus restants du maïs et du *Brachiaria ruziziensis* (Figure 4).

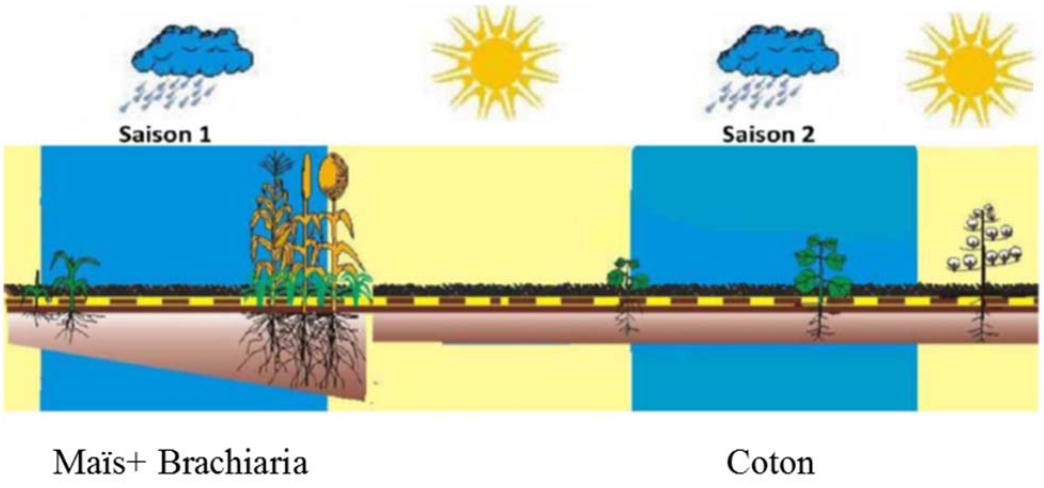


Figure 4: Système de culture en agriculture de conservation (Seguy, 2009)

Chapitre 3. 24-hour variation in soil respiration after a long dry season in a Sudano-Sahelian region

Ce chapitre correspond à un article méthodologique **(24-hour variation in soil respiration after a long dry season in a Sudano-Sahelian region)**, publié dans la revue internationale ***Scientia Agricola***. Compte tenu de l'approche terrain utilisée, il est important de savoir à quel moment de la journée il faut faire des mesures de respiration du sol sur le terrain.

L'objectif de ce chapitre est de suivre la respiration du sol pendant 24 heures après un évènement pluvieux qui a suivi une longue saison sèche et de proposer la stratégie d'échantillonnage la plus appropriée pour capturer et fournir la meilleure estimation de la respiration du sol sur 24 heures. Ce chapitre vise également à déterminer la relation entre la respiration du sol, la température et l'humidité du sol.

Chapitre 3: 24-hour variation in soil respiration after a long dry season in a Sudano-Sahelian region

(Accepted 2 April 2015)

Pierrot Lionel Yemadje[1,2,3]*, Hervé Guibert[1], Didier Blavet[2], Jean-Paul Olina[5], Tiphaine Chevallier[2], Philippe Deleporte[4], Martial Bernoux[2]

[1]CIRAD (International Cooperation Centre in Agronomic Research for Development) – Agro-ecology and Sustainable Intensification of Annual Crops, Avenue Agropolis, 34098 Montpellier Cedex 5 – France.

[2]IRD (Research Institute for Development) – Functional Ecology & Biogeochemistry of Soils & Agro-ecosystems, Bat 12, 2 Place Viala – 34060 – Montpellier Cedex 2 – France.

[3]SIBAGHE (Integrated Systems in Biology, Agronomy, Geosciences, Hydrosciences and Environment) – University Montpellier 2 – 053, Place Eugène Bataillon – 34095 – Montpellier Cedex 5 – France.

[4]CIRAD (International Cooperation Centre in Agronomic Research for Development) – Functional Ecology & Biogeochemistry of Soils & Agro-ecosystems, Bat 12, 2 Place Viala – 34060 – Montpellier Cedex 2 – France.

[5]IRAD (Institute of Agricultural Research for Development) – 415 – Garoua – Cameroon.

*Corresponding author lionel.yemadje@cirad.fr

ABSTRACT

Soil respiration is a major component of the global carbon cycle between ecosystems and the atmosphere. To evaluate the reaction of soil respiration after wetting, during a dry period, the soil respiration and associated environmental factors were measured for 24-h period, during the dry season in North Cameroon after wetting the soil. Over 24-h, soil respiration rates followed a quadratic curve during the day becoming close to linear at night, while soil temperature and moisture together explained at least 73 % of the 24-h variations observed. These soil respiration rates increased during the morning, peaked between 11h00 and 13h00 and then decreased gradually to the minimum around 6h00. These observations were used to

propose a method for estimating the mean daytime and nighttime soil respiration after wetting the soil. The method proposed in this study has the advantage of being based on a small number of measurements and is, therefore, easier to implement to monitor 24-h soil respiration after the first rains following a long dry period.

Keywords: diel soil respiration, soil temperature, soil moisture

3.1 Introduction

Soil respiration (SR) is the one of the main carbon fluxes between terrestrial ecosystems and the atmosphere, second only to plant respiration. Several authors have estimated the global SR as being in the range of 50-75 Pg carbon (Schimel, 1995; Schlesinger and Andrews, 2000). It is important to relate the intensity of this flux to environmental factors and land use, and search for mitigation solutions.

Several studies have been conducted on SR (Teixeira et al., 2013; Liang et al., 2014). In particular, they concerned the diel variability of SR, i.e. involving a 24-hour period that usually includes a day and the adjoining night (Sotta et al., 2004). The authors reported a difference between nighttime and daytime fluxes together with a high variability even within a single period (Sotta *et al.*, 2004). In general, the respiration of microorganisms increases in the morning with the increase in soil temperature, peaking at noon or early in the afternoon, and decreases throughout the night as the temperature drops (Hirano, 2005). However, other authors have reported no or negligible diel SR variations (Buchmann, 2000; Widen and Majdi, 2001; Chevallier *et al.*, 2006; Betson *et al.*, 2007).

Some authors average measurements between 10h00 and 12h00 to give a value representative of the 24-h mean, while others use the average of the measurements taken early in the morning (6h00 to 9h00) as the minimum values and the measurements taken at the beginning of the afternoon (14h00 to 15h00) as the maximum values (Larionova *et al.*, 1989; Fernandes *et al.*, 2002; Garcia-Montiel *et al.*, 2004; Wang *et al.*, 2014). In most studies, citations of previous studies that would justify these timeframes lack.

In view of the diversity of diel patterns observed, it appears necessary to study the diel pattern of SR in different contexts before proposing a sampling approach. This is particularly true in the Sudano-Sahelian region where, no such study has been carried out to determine the diel

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

pattern of SR that follows the first rains. This study set out to monitor the SR for 24 h after a rainfall event that followed a long dry season and to propose the most appropriate sampling strategy to capture the variation and provide the best estimate of the SR over 24 h. It also aimed to determine the relationship between SR and soil temperature and moisture.

3.2 Materials and Methods

3.2.1 Study area

This study was carried out during the dry season in North Cameroon at Garoua (09°19' N, 13°21' E) on land farmed by smallholders. The study area has a Sudano-Sahelian climate, with a single rainy season from mi-May to mi-October. Between 2003 and 2013, mean annual rainfall ranges from 900 to 950 mm according to unpublished records from company "SODECOTON - Société de développement du coton" (Cotton Development Society), made available from experimental station in Garoua. The first rains usually occur in May with precipitation ranging from 3 mm to 20 mm. The mean minimum air temperature during the dry season is 21 °C and the mean maximum is 39 °C. Cotton (*Gossypium hirsutum* L.) and cereals crops, particularly maize (*Zea mays* L.) had been cultivated in rotation in this area, since 2001. Soils are often tilled by hand with a hoe. This study was conducted before these soil management techniques were implemented. The soil type is a ferruginous tropical soil (Chromic Luvisol) according to the World Reference Base classification (FAO, 2006). The soil was well drained, poor in total C (2.5 mgC g^{-1} soil) and total N (0.30 mgN g^{-1} soil), very sandy in the top layer (0-20 cm), as detailed in (Harmand *et al.*, 2004).

3.2.2 Experimental design

The experimental design includes two plots located on the same site. These two plots were each 2 m × 2 m and were 5 m apart. On each plot, one measurement point was chosen in the

middle for the time series. There had been no rainfall for the previous three months. Plots were bare and without cover at the time of sampling. These plots were wetted gradually for 0.5 h, at 10 L m−2, the equivalent of 10 mm of rain. This quantity of water is provide to simulate the first rains in the area and allows wetting the top 10 cm of soil. Soil respiration measurements started 30 minutes after wetting.

3.2.3 Measurement of SR and environmental factors

Soil respiration was measured using an automated soil CO_2 flux system with polyvinyl chloride (PVC) collars (10 cm in diameter and 8-cm high). On each collar, a time series was measured according to one repetition per plot. The first time series in the first plot was taken starting on 16 Mar 2014 and the second series in the second plot on Mar 23rd 2014. For each time series, measurements began in the morning at 6h00 and were taken every hour for 24-h.

The infrared gas analyzer recorded the increase in CO_2 concentration in the chamber every second. The measurement time was limited to 90 s to limit the increase in the concentration of CO_2 in the chamber. Soil collars were inserted 4-5-cm deep in the soil as recommended by Davidson *et al.* (2002). This was deep enough to ensure that the collar was stable and minimize underestimation of SR due to lateral diffusion of CO_2 (Davidson *et al.*, 2002). These PVC collars were installed two days before the start of the SR measurements to allow the disturbed surfaces to re-stabilize.

The soil temperature and moisture near each collar were measured at the same time as the SR. The soil temperature was measured at a depth of 10 cm using a soil temperature thermistor probe connected to the infrared gas analyzer and the soil moisture was measured in the top 6 cm of soil, using a capacitive sensor connected to the infrared gas analyzer.

3.2.4 Data analysis

All statistical analyses were performed using R (V.3.0.3) and Statistica V.8 (Statsoft Inc. 2008). Multiple linear regression analysis was used to evaluate the relationship between SR, soil temperature, soil moisture and time. Comparison of the difference between the two time series corresponding to each plot and concerning soil respiration, soil temperature and soil moisture were investigated using a student test.

3.3 Results

3.3.1 24-hour variation of SR, soil temperature and moisture

Soil respiration varied over 24 h for the two time series in the same site (Figure 1). Over the time series, the SR rates formed a curve during the day, becoming close to linear at night. These SR rates increased in the morning, reached a maximum between 11h00 and 13h00, and then decreased gradually to the minimum around 06h00. Between the two time series, SR was not s different ($p > 0.05$). The second time series had a maximum SR (11.29 µmol m^{-2} s^{-1}) which was higher than the first series (9.10 µmol m^{-2} s^{-1}), while minimum SR was lower in the second time series (2.04 µmol m^{-2} s^{-1}) compared to the first series (4.16 µmol m^{-2} s^{-1}). During the daytime, the mean rates of SR were 8.16 and 8.85 µmol m^{-2} s^{-1} respectively the first and second time series. The 24-h averages were 6.85 and 6.60 µmol m^{-2} s^{-1}, for the first and second time series in the same site.

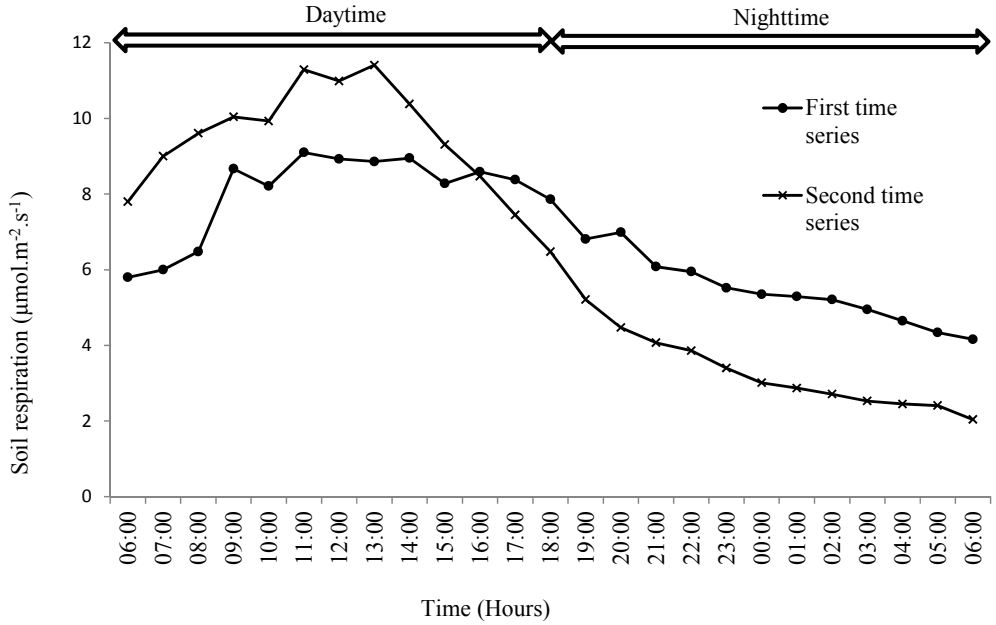


Figure 1: 24-h variation of soil respiration during the first and second time series.

The soil temperatures at 10 cm have varied over the 24-h on the two time series (Figure 2A). Between these two time series, the soil temperature was different ($p < 0.001$). This average temperature difference between the two time series was 2.43 °C. The second time series had a maximum soil temperature (40.1 °C) which was higher than the first series (32.0 °C), while minimum soil temperature was lower in the second time series (26.8 °C) compared to the first series (27.5 °C). The soil moisture have varied over the 24-h and decreased with time (Figure 2B). Soil moisture was different between the two time series ($p < 0.001$). For the two time series, the average soil moisture difference was 4 %. The second time series had a maximum soil moisture (26 %) higher than the first time series (21 %), while minimum soil moisture was lower in the second times series (8 %) compared to the first series (13 %). Estimating SR in the field: as the time series for the SR formed a curve during the daytime and were close to linear during the nighttime, separate functions were used for each part of the day.

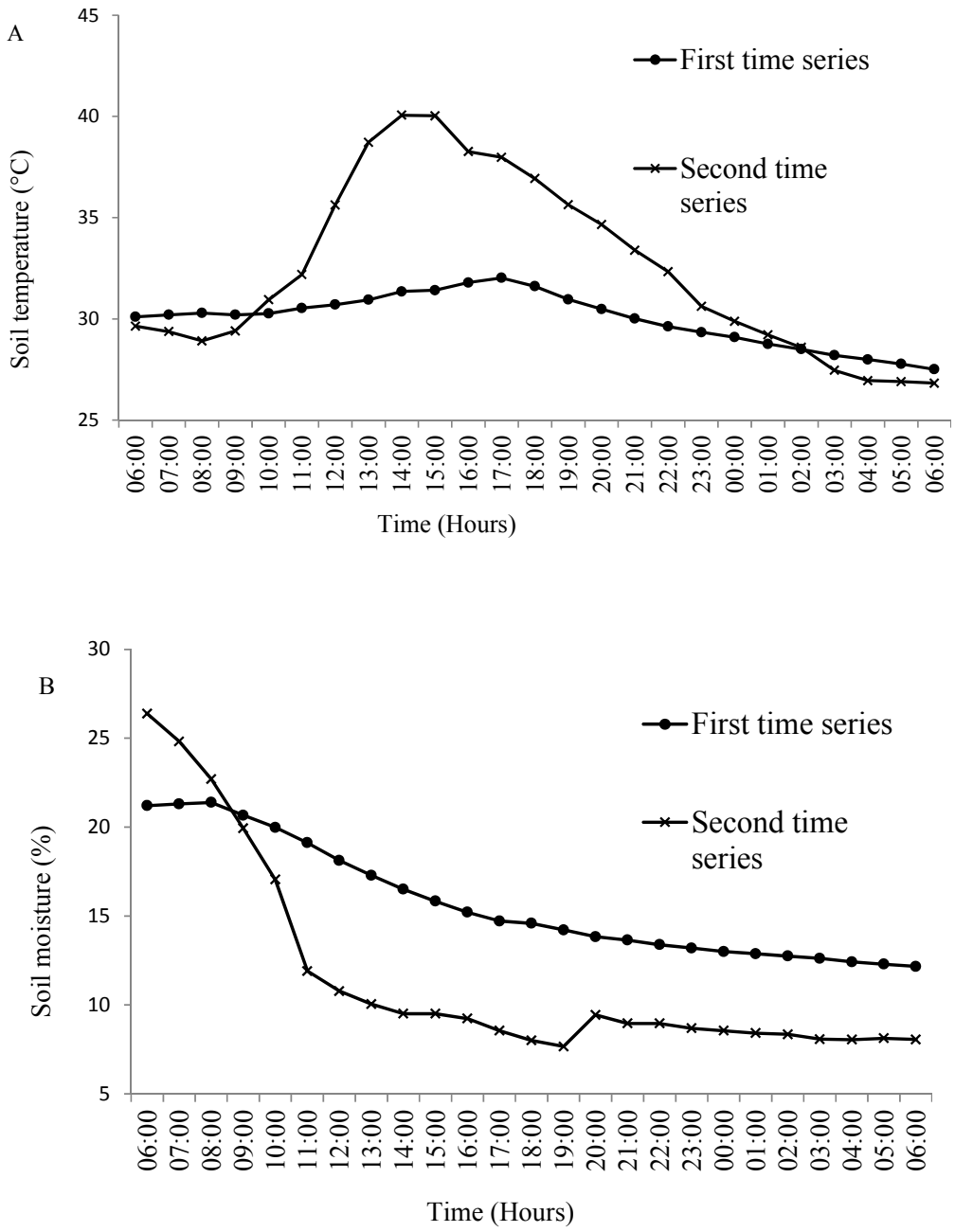


Figure 2: 24-h variation of (A) soil temperature, (B) soil moisture during the first and second time series.

3.3.2 Polynomial functions

For both time series, the SR rates during the daytime (twelve hours starting from 08h00) were represented as second order polynomials (Figure 3). The functions were of the type $SR = at^2 + bt + c$, where t is the time expressed in 24-hour format, in the range 8 to 20. All coefficients, except the constant term, were highly significant ($p < 0.01$), see Table 1. The values predicted by these functions were a good fit to the measured values ($r^2 = 0.75$ and 0.96 for the first and second series, respectively) (Figure 4). The mean errors were -0.07 and 0.23 µmol m^{-2} s^{-1}, i.e. less than 3 % of the mean observed SR.

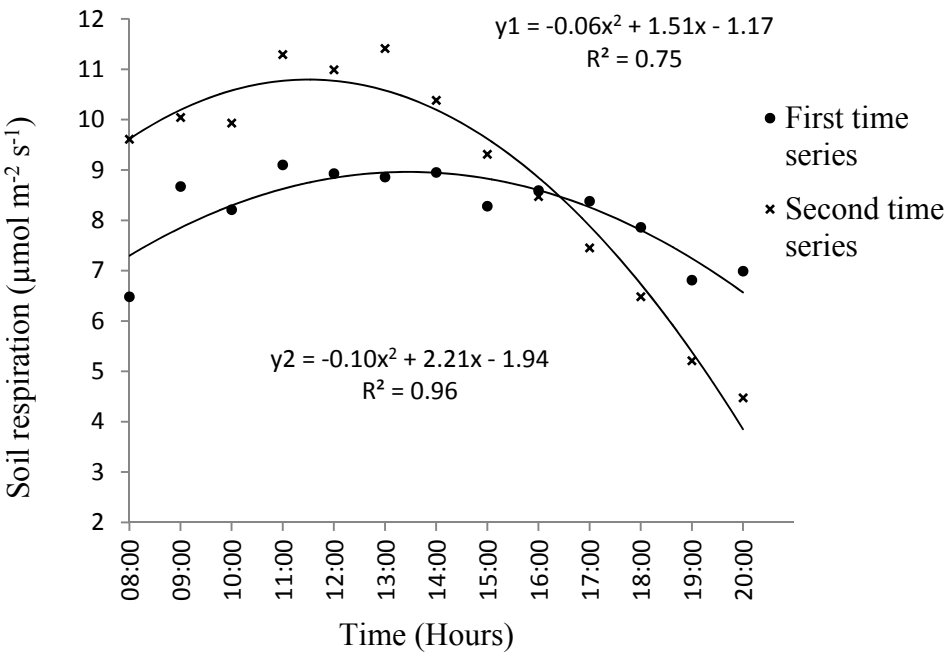


Figure 3: Polynomial function predictions for both time series.

Table 1: Estimated coefficient values, standard error and confidence interval

Coefficient and units	Estimate	Standard error	Confidence interval	
			Min	Max
		Daytime		
		First time series (r^2 = 0.75)		
a (µmol h^{-2})	-0.06	0.01	-0.08	-0.03
b (µmol h^{-1})	1.51	0.30	0.84	2.17
c (µmol)	-1.17	2.00	-5.63	3.30
		Second time series (r^2 = 0.96)		
a (µmol h^{-2})	-0.10	0.01	-0.12	-0.07
b (µmol h^{-1})	2.21	0.31	1.53	2.90
c (µmol)	-1.94	2.06	-6.53	2.65
		Nighttime		
		First time series (r^2 = 0.95)		
a (µmol h^{-1})	-0.24	0.02	-0.28	-0.20
b (µmol)	6.77	0.11	6.52	7.02
		Second time series (r^2 = 0.93)		
a (µmol h^{-1})	-0.26	0.03	-0.32	-0.20
b (µmol)	4.71	0.16	4.33	5.09

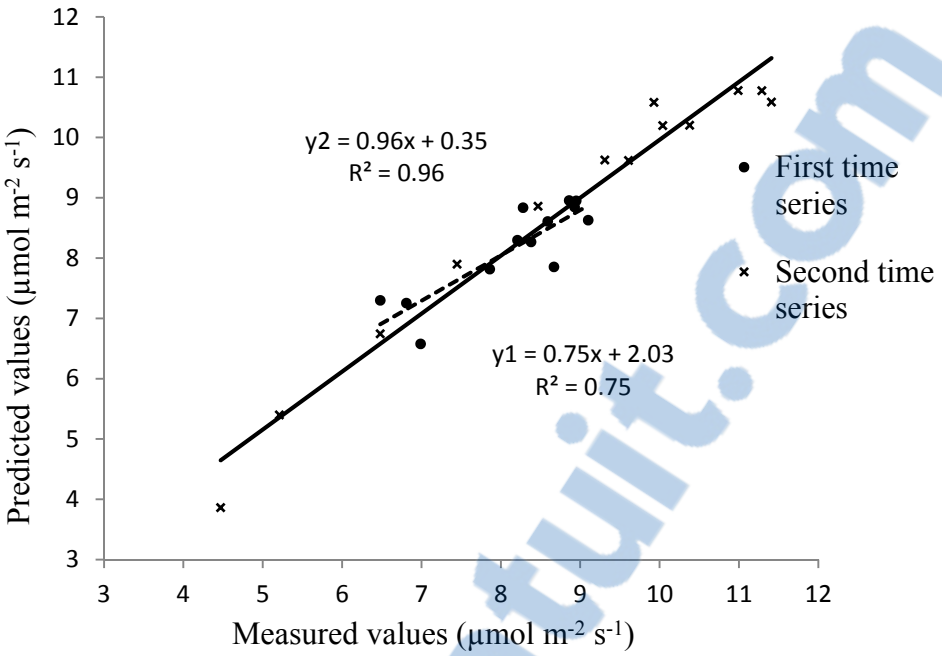


Figure 4: Predictions by second degree polynomial functions against measured soil respiration.

3.3.3 Robustness of the polynomial functions

The polynomial functions were tested using a reduced number of data points to check their robustness. The three measurements taken at 8h00, 14h00 and 20h00 were used to calculate second order polynomial functions providing a good fit between predicted and measured values. The functions were $y_1 = -0.06 \pm 0.01x^2 + 1.77 \pm 0.35x - 3.70 \pm 3.41$ for the first time series and $y_2 = -0.09 \pm 0.01x^2 + 2.17 \pm 0.30x -1.81 \pm 1.92$ for the second time series. The coefficients of each of these functions were well within the 95 % confidence interval of the coefficients based on the respective time series.

3.3.4 Linear functions

For both time series, the SR rates measured overnight allowed linear functions to be used (Figure 5). The functions were SR = at + b, where t is the time in hours with 19h00 being zero. The time periods overlapped so that the measurements for fitting the end of the quadratic were also used for determining the linear slope. All coefficients were highly

Rapport-Gratuit.com

significant ($p < 0.01$), see Table 1. The values predicted by these functions were a good fit to the measured values ($r^2 = 0.95$ and 0.93 for the first and second series, respectively) (Figure 6). The mean errors were 0.13 and 0.27 µmol m^{-2} s^{-1}, i.e. less than 8 % of the mean observed nighttime SR.

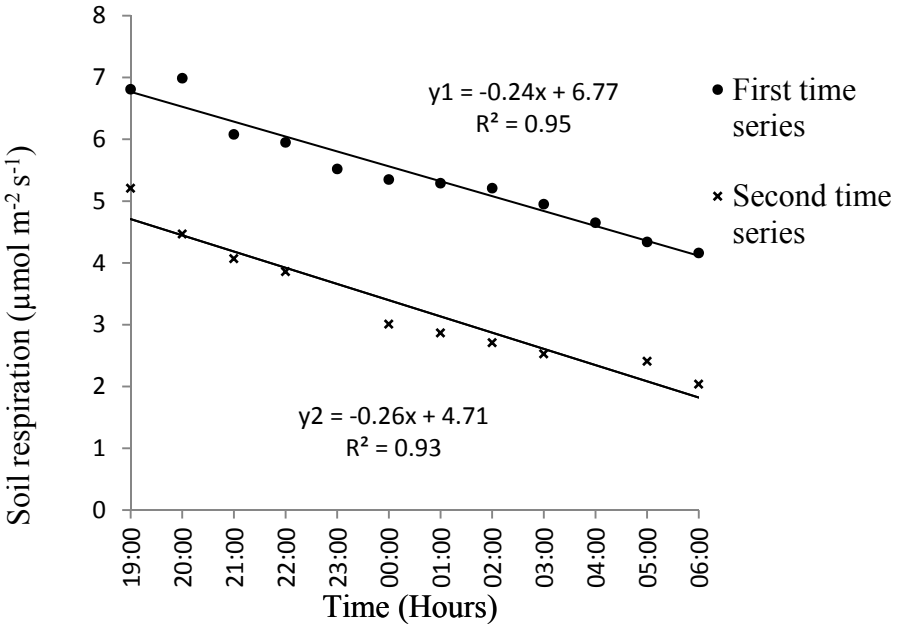


Figure 5: Linear functions for both time series.

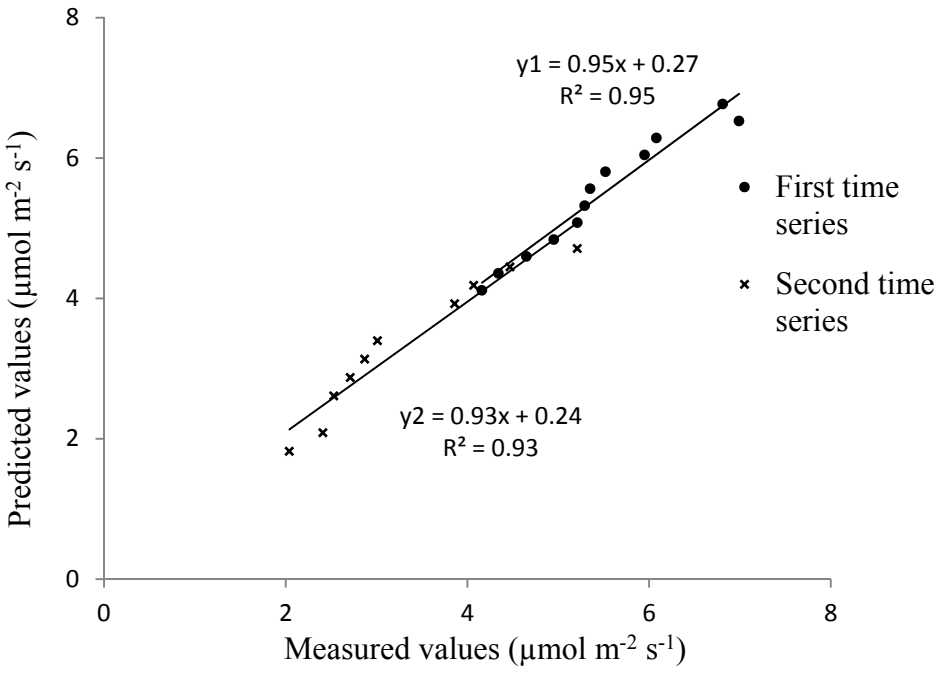


Figure 6: Predictions by linear functions against measured soil respiration.

3.3.5 Robustness of the linear functions

The linear functions were tested using a reduced number of data points to check their robustness. The measurements taken at the beginning of the night period (19h00 and 20h00) and the end of the night period (05h00 and 06h00) were used to calculate linear functions providing a good fit between predicted and measured values. The functions were $y_1 = -0.26 \pm 0.02x + 7.02 \pm 0.17$ for the first time series and $y_2 = -0.26 \pm 0.02x + 4.99 \pm 0.18$ for the second time series. The coefficients of each of these functions were well within the 95 % confidence interval of the coefficients based on the time series.

3.3.6 Effects on SR of soil temperature, soil moisture, and time of measurement

The soil temperature and soil moisture both affected the 24-hour variations of SR. Multiple linear regression of SR against both soil temperature and soil moisture produced a model (all

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

coefficients having a $p < 0.01$) with r^2 being 0.98 and 0.73 for the first and second time series respectively. The time of the measurement explained the remaining variation of the SR rates.

3.4 Discussion

3.4.1 24-hour variation of SR, soil temperature and moisture

This study showed a 24-h variation of SR after wetting, during a dry period. This 24-h variation was obtained in agro-ecosystems in a temperate climate (Shi *et al.*, 2006), an arid climate (Li *et al.*, 2011) and a Mediterranean climate (Xu and Qi, 2001). These authors explain this process as a function of soil temperature because this is a variable that changes considerably in the course of a day (Rayment and Jarvis, 2000). However, in our study, the soil moisture also changed considerably over 24 h which may have had a major effect on soil microbial activity. As a consequence, SR shows a diel cycle which is probably due to changes in soil temperature and soil moisture. The amplitude of the variation in SR is explained by the amplitude of the soil temperature and moisture during the day. The second time series had a maximum respiration higher than the first time series which is consistent with an increase in SR with increasing soil temperature. However, the SR rates during the nighttime seem to be more dependent on soil moisture. Between the time series, SR was not different ($p > 0.05$). This could be explained by the fact that the measurements were carried out on the same site and there would be small variability in the soil carbon of the two plots. Between these two time series, the soil temperature was different ($p < 0.05$). This difference of soil temperature between the two time series may be related to the air temperature on the two days of measurements. The soil moisture difference between the two time series could be explained by the difference of soil temperature which was higher in the second time series and consequently low soil moisture.

3.4.2 Method for estimating the mean SR in the field

A second order polynomial function provided a close fit for the mean SR during the daytime. A second order polynomial calculated using SR measurements taken at 8h00, 14h00 and 20h00 provided a representative curve of the SR from 8h00 to 20h00, providing a close estimate of the average SR for the period. Other methods have been used to determine the mean daily SR in field conditions without paying particular attention to the occurrence of rainfall events (Table 2). In pastures, Fernandes *et al.* (2002) measured the SR at 7h00, midday and 17h00 which correspond to the minimum, intermediate and maximum air and soil temperature. In the state of Rondonia, Brazil, the climate was humid tropical, with an annual precipitation of 2,200 mm and with a dry season from Jun to Sept annual mean temperature was 25.5 °C and with a seasonal variation less than 5 °C. The soil was an Ultisol, which is classified to Haplic Acrisol on the World Reference Base classification (FAO, 2006). In seven forests located in Rondônia Garcia-Montiel *et al.* (2004) measured the SR in the early morning (6h00-9h00) and in the afternoon (14h00-15h00). In this region, the mean annual temperature have varied from 18.8 °C to 25 °C, with seasonal variation less than 4 °C. The soil type was an Haplic Ferralsol according to the World Reference Base classification (FAO, 2006). Our results did not agree with those obtained in these ecosystems (Fernandes *et al.*, 2002; Garcia-Montiel *et al.*, 2004). The difference between ours results and the others could be explained by the differences in temperature variations, soil moisture (precipitation) and also soil variations between these regions and our study area. In our study, the use of the methods developed by these authors did not provide the best estimate of the mean daily value of SR. 08h00, 14h00 and 20h00 were the optimum times for measuring SR to estimate the mean daytime SR. Soil respiration rates measured at 19h00, 20h00, 05h00 and 06h00 were used to estimate the mean SR during the night. A linear function provided a close fit for the mean SR during the night. The two measurements at the beginning and end of the night

provided the best estimate of the mean nighttime SR (Table 2). Taking measurements at night using a manual chamber is not usually practical. Using two measurements only at the beginning and end of the night makes it easier to estimate the mean nighttime SR. When considering the 24-h period, Wang *et al.* (2014) reported that SR rates measured between 7h00 and 9h00, or between 17h00 and 19h00, were similar and representative of the mean diel value. In our study, the averages proposed by Wang *et al.* (2014) were, for the first and second time series respectively, 7.57 and 9.82 µmol m^{-2} s^{-1} for the morning period and 7.68 and 6.38 µmol m^{-2} s^{-1} for the afternoon period. This approach would, therefore, fail for the second time series. Furthermore, for the first time series, even though the two averages were similar, they were not both representative of the 24-h average (6.85 µmol m^{-2} s^{-1}).

Table 2: Comparison of methods for estimating the mean soil respiration.

	Mean Soil Respiration values (µmol m^{-2} s^{-1})		Difference between measurements and estimate (%)	
	Daytime			
Method	Day 1	Day 2	Day 1	Day 2
Measurements from 08:00 to 20:00	8.16	8.85		
Values estimated by use of polynomial models set with 3 points	8.21	9.41	±1	±3
Method of (Garcia-Montiel et al., 2004)	7.72	10.00	±5	±13
Method of (Fernandes et al., 2002)	7.47	8.15	±8	±8
	Nighttime			
	Night 1	Night 2	Night 1	Night 2
Measurements from 19:00 to 06:00	5.44	3.32		
Soil Respiration estimated by linear function using 2 points at the beginning and 2 points at the end of the night	5.69	3.65	±2	±8

3.4.3 Effects on SR of soil temperature, soil moisture, and time of measurement

The diel variation of SR was explained by variations in the soil temperature and soil moisture, and the time of measurement. Soil temperature and moisture together explained at least 73 % of the 24-h variations observed. Our results did not agree with other studies which attribute 24-h variation only to changes in soil temperature (Xu and Qi, 2001). These authors measured the diurnal variation of soil respiration under Mediterranean climate. Annual precipitation was 1660 mm and the average daily temperature was varied from 0.6 °C in Jan to 28.3 °C in July. The difference between ours results and hers could be explained by the differences in temperature variations between this region and our study area. In our study, the air temperature is high and varied from 21 °C to 39 °C. However, soil respiration is also correlated with soil moisture. This soil moisture varied over time.

Soil temperature and soil moisture were the two main factors explaining the diel variation of SR but they did not explain all the observed variation. After taking account of soil temperature and soil moisture, the time of measurement appears to explain the residual variation. Therefore, SR appears to have a circadian rhythm. However, soil respiration after wetting may be related to physical aspects, not just biological. Indeed, the physical aspects such as the soil porosity influence the production and transport of CO_2 emissions from soil (Šimůnek and Suarez, 1993).

Our observations were used to propose a method for estimating the mean daytime and nighttime SR after wetting the soil. This method based on measurements at specific times during a 24-hour period appears to be applicable to the period when microbial activity is recovering after a dry period. However, measurements should be taken at the same times during the day to estimate the daily mean SR. Proxies such as temperature and soil moisture

could be useful for predicting SR. However, this requires a large dataset to calibrate and validate the SR model.

3.5 Conclusion

Over 24-h, soil respiration rates followed a quadratic curve during the day becoming close to linear at night. The method proposed here has the advantage of being based on a small number of measurements and is, therefore, easier to implement to monitor SR after the first rains following a long dry period. These events are difficult to predict. The method also distinguishes between daytime and nighttime measurements, which can be useful for comparison with other field studies, most of which are limited to daytime measurements.

3.6 Acknowledgements

This research was partly financed by the Cameroon C2D project, International Cooperation Centre in Agronomic Research for Development (CIRAD), Research Institute for Development (IRD) and the Carbon Soils for Sustainable Agriculture in Africa (CaSA) network funded by French Ministry of Foreign Affairs and International Development. We thank in particular Celestin Klassou, Marc Pansu and the Fabatropimed Project for field support. We also thank the anonymous reviewers for their valuable contributions.

Chapitre 4. Effect of biomass management regimes and wetting-drying cycles on soil carbon mineralization in a Sudano-Sahelian region

Ce chapitre correspond à l'article scientifique qui s'intitule : «**Effect of biomass management regimes and wetting-drying cycles on soil carbon mineralization in a Sudano-Sahelian region** ».

La mise au point méthodologique a permis de déterminer à quel moment de la journée il faut faire des mesures sur le terrain, nous pouvons à présent utiliser cette méthode pour réaliser des mesures pertinentes sur le terrain.

L'objectif de ce chapitre est d'évaluer *in situ* l'influence des cycles humectation-dessiccation sur la minéralisation du carbone organique des sols dans un contexte soudano-sahélien et de déterminer si les modes de gestion de la biomasse proposés depuis quelques années peuvent influencer la minéralisation du carbone du sol lors de ces cycles humectation-dessiccation.

Chapitre 4: Effect of biomass management regimes and wetting-drying cycles on soil carbon mineralization in a Sudano-Sahelian region

(Submitted 4 May 2015)

Yemadje Pierrot Lionel[a,b,c*], Guibert Hervé[a], Chevallier Tiphaine[b], Deleporte Philippe[d], Bernoux Martial[b]

[a]CIRAD, UPR AIDA, F-34398 Montpellier, France

[b]IRD, UMR Eco&Sols, Bat 12, 2 place Viala, 34060 Montpellier Cedex 2, France

[c]Ecole Doctorale SIBAGHE, UM2, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier, France

[d]CIRAD, UMR Eco&Sols, Bat 12, 2 place Viala, 34060 Montpellier Cedex 2, France

* Correspondance : lionel.yemadje@cirad.fr

Abstract

In Sudano-Sahelian regions, the soil is exposed to long, dry periods broken by irregular rainfall. These wetting-drying cycles may affect soil carbon mineralization. To study the effect of biomass management regimes and wetting-drying cycles on soil carbon mineralization, a 50-day experiment was set up to compare carbon mineralization under two biomass management regimes, with and without mulch, using three soil wetting treatments: (i) the soil was not wetted, (ii) the soil was wetted daily to keep it continuously moist and (iii) the soil was wetted every 10 days and left to dry out to give 5 wetting-drying cycles. Wetting the soil and mulching increased soil carbon mineralization. However, wetting-drying cycles did not increase the soil carbon mineralization more than keeping the soil continuously moist. The total carbon mineralization from the dry soils was low, 0.58 $tC.ha^{-1}$. The total carbon mineralization from soil without mulch was 1.40 $tC.ha^{-1}$ with wetting-drying cycles and 1.51 $tC.ha^{-1}$ for soils that were kept moist. Total carbon mineralization from soils with mulch was 1.70 $tC.ha^{-1}$, regardless of whether the soils had wetting-drying cycles or were kept moist. In

Sudano-Sahelian regions, the rapid mineralization of crop residues makes it difficult to increase soil carbon stocks by mulching.

Keywords: Wetting-drying cycles, soil respiration, biomass management

4.1 Introduction

Soil respiration is one of the main carbon flows between terrestrial ecosystems and the atmosphere and has been estimated to be in the range of 50-75 Pg carbon (Schlesinger and Andrews, 2000). Any global variation in the flows may have a significant effect on the increase of CO_2 in the atmosphere as well as on the reduction in soil organic matter content and thus on soil fertility. It is, therefore, essential to have a better understanding of the factors which affect soil respiration.

Soil respiration, which is the result of soil organic carbon mineralization, is affected by environmental factors (Kirschbaum, 1995; Davidson *et al.*, 2000; Davidson and Janssens, 2006; Jia *et al.*, 2006; Zhang *et al.*, 2010; Peri *et al.*, 2015; Shi *et al.*, 2015). Wetting-drying cycles can stimulate soil respiration and increase soil carbon losses from arid and semi-arid ecosystems (Schwinning *et al.*, 2004). Some authors (e.g. Miller *et al.,* 2005) consider that these cycles may explain the whole annual soil organic carbon mineralization process. Many studies have been carried out on how wetting a dry soil affects carbon mineralization. When a dry soil is wetted suddenly, this leads to a carbon mineralization flush known as the "Birch effect" (Birch, 1958; Franzluebbers *et al.*, 2000; Kelliher *et al.*, 2004; Xiang *et al.*, 2008). According to these authors, this flush is explained by (i) the rapid decomposition of microbial biomass that has been killed either during the dry phase (Van Gestel *et al.*, 1991) or by osmotic stress after rainfall (Van Gestel *et al.*, 1992) and (ii) the exposure or solubilization of organic material, that has hitherto been physically protected (Lundquist *et al.*, 1999a),

suddenly being exposed by wetting and then being rapidly mineralized by microorganisms (Denef *et al.*, 2001).

Some studies have shown that successive wetting-drying cycles can lead to greater carbon mineralization than in a control soil kept at constant moisture content in a Mediterranean climate (Fierer and Schimel, 2002). However, other authors have shown that successive wetting-drying cycles can reduce soil carbon mineralization in a humid sub-tropical climate (Mikha *et al.*, 2005) or have no significant effect in a temperate climate (Degens and Sparling, 1995; Denef *et al.*, 2001). This divergence in the results is probably due to the different climates and the duration of the wetting-drying periods (Borken and Matzner, 2009). There is, therefore, still considerable debate about the effect of wetting-drying cycles on carbon mineralization and few studies have been undertaken in arid regions such as the Sudano-Sahelian region. A good understanding of the effect of these cycles on carbon mineralization in Sudano-Sahelian regions is required, particularly as the soils in this region are often exposed to a long, dry season (5 to 6 months) followed by a rainy season. The period of transition between these dry and wet seasons is characterized by very irregular rainfall which can last for several weeks. To overcome these difficult conditions and reduce the vulnerability of soils to climate change, farmers and agricultural advisors in north Cameroon have explored new soil management systems to increase the soil moisture and organic carbon content (Naudin *et al.*, 2010). These systems are characterized by maintaining a permanent mulch of crop residues, reducing tillage to a minimum and introducing diversified crop rotations (Giller *et al.*, 2009). It is, therefore, essential to assess the effect of wetting-drying cycles on carbon mineralization in traditional systems as well as on these recently introduced systems where the biomass is returned to the soil to increase carbon stocks. This study set out: (i) to assess the effect of wetting-drying cycles on soil organic carbon mineralization in a Sudano-Sahelian

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

region and (ii) to determine whether the soil management systems that have been proposed in recent years can affect soil carbon mineralization during these wetting-drying cycles.

4.2 Materials and Methods

4.2.1 The site

The study was carried out in Pitoa, North Cameron (09°23'N, 13°32'E). This region has a Sudano-Sahelian climate with one rainy season from mid May to mid October. According to unpublished data from SODECOTON, a company set up by the state to promote the cultivation of cotton, the annual rainfall between 2003 and 2013 ranged from 900 to 950 mm. The study was carried out during the dry season (0 mm rainfall). The average daily temperature ranged from 21°C to 39°C. The soil is a Eutric Fluvisol according to the World Reference Base classification (FAO, 2006). It is clayey-sand with a clay content of 13.20%. The site is slightly sloping.

4.2.2 Experimental design

The experimental station comprised land with two distinct biomass management regimes (0.05 ha), one maintaining a mulch of crop residues on the surface of the soil and the other exporting all the residues (control soil). These regimes had been maintained over the past eleven years: The amount of crop residues was not estimated for the plots studied but, in the region, they were typically 3.5 $t.ha^{-1}$ dry matter (Naudin *et al.*, 2010). The plots had been cultivated with a rotation of cotton (*Gossypium hirsutum* L.) and maize (*Zea mays* L.). The maize was sown with a cover crop (*Brachiaria ruziziensis* R. Germ. and CM. Evrard). The following year, the cotton was sown on the residue from the maize and *Brachiaria ruziziensis*. The CO_2 soil respiration was measured after the maize crop. The soil was not tilled and the cotton was hand sown using a hoe with minimum disturbance to the surface of the soil. The

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

experimental design comprised 3 blocks of 3 plots (2 m x 2 m) for each of the two biomass management regime, giving a total of 18 plots. The experiment lasted for 50 days. Three completely randomized soil wetting treatments were used with three replicates for each biomass management regime: (i) no wetting, the soil remained dry throughout the experiment (T0), (ii) the soil was wetted daily to keep it continuously moist (T1) and (iii) the soil was wetted every 10 days to give 5 wetting-drying cycles (T2). On the first day, treatments T1 and T2 received 20 mm of water to simulate the first rains. For treatment T1, the soil was wetted three times a day, with a total of 5 mm of water per day. This amount of water corresponded to the daily mean evaporation of soils in north Cameroon during the period of the experiment. For treatment T2, the soil was wetted every 10 days with 50 mm of water, which was the same amount of water used to keep treatment T1 moist over this 10 day period. Treatments T1 and T2, therefore, received the same amount of water over the period of the experiment. The soils were wetted by adding water progressively using a watering can. The plots were watered in random order. During the experiment, the few weeds growing during this season were removed by hand to prevent the presence of roots to ensure that only the respiration from heterotrophic soil microorganisms was measured. Soil samples were taken from a depth of 0-10 cm in the middle of each of the 18 experimental plots at the end of the experiment to determine the carbon and nitrogen content and the soil bulk density (using a graduated cylinder). The mulch was removed from the surface of the soil before these samples were taken to ensure that only the soil was sampled. The carbon and nitrogen content of the soil was determined by dry combustion under oxygen using a CHN elemental analyzer (Carlo-Erba NA 2000, Milan, Italy).

4.2.3 Measuring the soil respiration and environmental factors

Soil respiration measurements were taken in situ for 50 days at 4 measurement points in each plot. The 4 measurements points were selected at each corner of a one meter square in the center of the plot to avoid any edge effect. PVC soil collars (10 cm in diameter and 8 cm high) were inserted at each corner of the one meter square (a total of 72 collars), at a depth of 4-5 cm as recommended (Davidson *et al.*, 2002). This depth was sufficient to ensure that the collars were stable and minimize the underestimation of soil respiration due to lateral diffusion of CO_2. The exact heights between the surface of the soil and the top of the collars were measured to calculate the flows. The soil collars were inserted three days before the start of the CO_2 flow measurements to allow the disturbed soil surface to stabilize and they remained in position for the 50 days of the experiment. Four consecutive measurements were taken at each measurement point. The CO_2 flows were measured for 90s using a Licor automated soil CO_2 flux system (Li- 8100, Licor Inc., Lincoln, Nebraska, USA). The Licor system has a 10 cm diameter respiration chamber (Li8100 102) which is fitted to the collars and measures the increase in CO_2 concentration using an infrared gas analyzer (IRGA). The measurements of soil respiration were carried out according to the proposed method of sampling to minimize the effect of diel variations in the CO_2 flows (Yemadje *et al.*, 2015). The soil temperature at a depth of 10 cm and the soil moisture content at 0-6 cm were measured at the same time as the soil respiration. The temperature was measured using a soil temperature sensor connected to the Licor. The soil moisture content was measured on the soil underneath the mulch, using a capacitive moisture sensor (Decagon Inc., Campbell, USA). Five values over fifty measurement days were missing and these were estimated by linear interpolation.

4.2.4 Statistical analyses

All statistical analyses were carried out using R (V.3.0.3). ANOVA analyses of variance were used to compare the carbon mineralization in the two biomass management regimes. The treatment with constant soil moisture content was compared with the treatment with frequent wetting-drying cycles using the method described by Tukey at a significance level of 0.05.

4.3 Results

4.3.1 Soil moisture content

The different wetting treatments had a significant effect on the soil moisture content ($p < 0.001$). The moisture content remained very low (~1%) in the soil that was not wetted whereas it varied between 18% and 20% (w/w) for the soil kept continuously moist. For frequent wetting-drying cycles, the moisture content was cyclic for soils with and without mulch (Fig 1), varying from 25% after the soil had been wetted to 5% during the drying period. The presence of mulch affected the soil moisture content ($p < 0.001$). On average, the soil with mulch was dryer (18%) than the soil without mulch (21%). After wetting for the first time, the soil moisture content was significantly lower in soils with mulch than in soils without mulch (Fig 1A). This difference corresponded to 10 mm of water absorbed by the mulch. However, the interaction between the biomass management regime and the soil wetting treatments was not significant ($p > 0.05$).

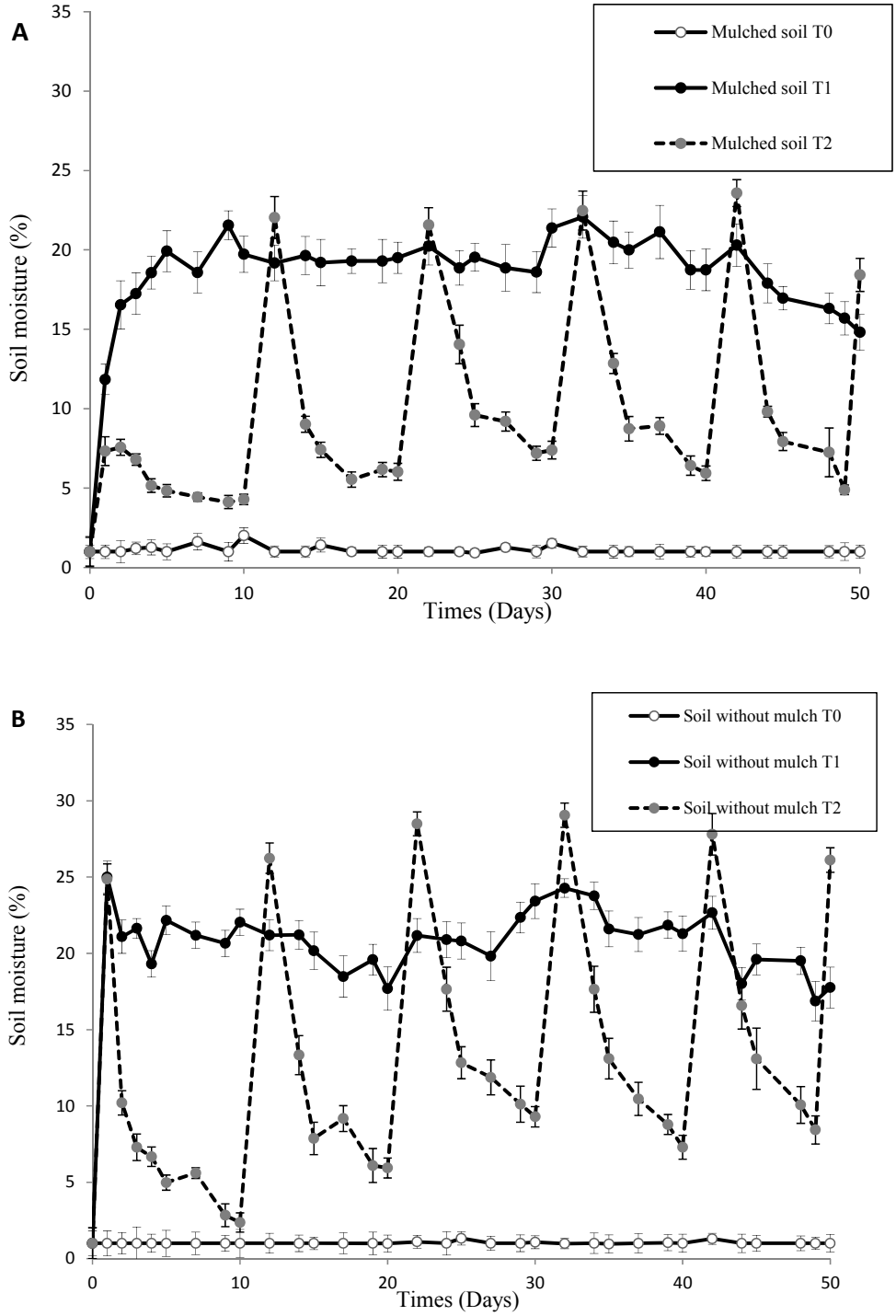
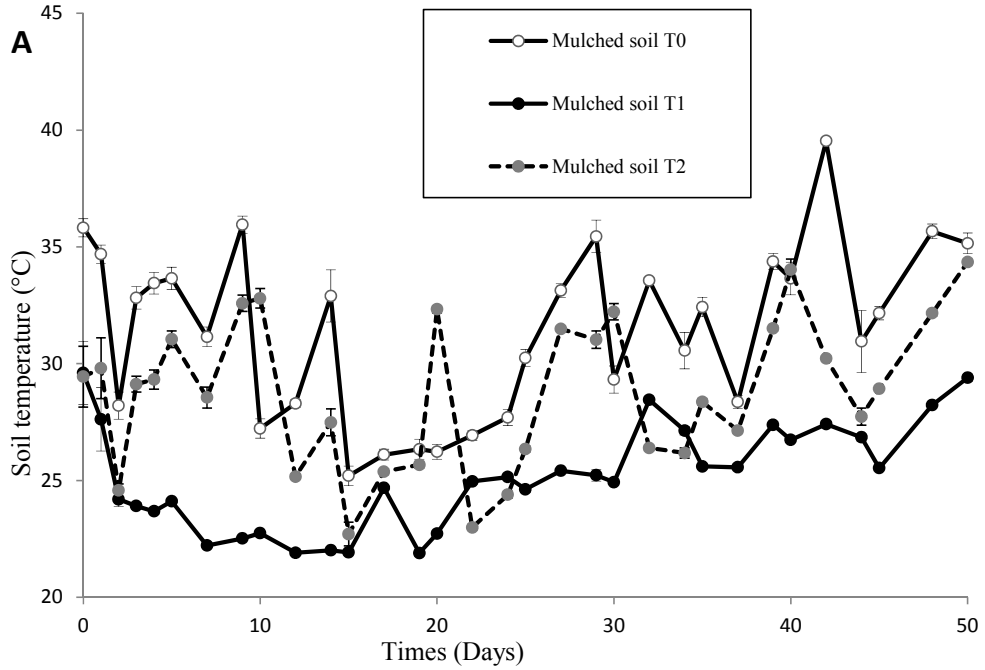


Figure 1: Variation in soil moisture content (A) soil with mulch and (B) soil without mulch. T0: no wetting, T1: soils wetted daily and T2: soils with cyclic wetting-drying. The data represents the mean values (n=12).

4.3.2 Soil temperature

The different soil wetting treatments affected the soil temperature at a depth of 10 cm (Fig 2). The soil temperature varied between 25°C and 35°C when the soil was not wetted, between 21°C and 30°C for soils kept continuously moist and between 26°C and 31°C for soils with cyclic wetting-drying. The soil temperature was significantly lower in soils kept moist than in soils that were not wetted and soils with cyclic wetting-drying ($p < 0.001$). However, the presence of mulch did not change the soil temperature significantly ($p > 0.05$). The interaction between the biomass management regimes and the soil wetting treatments did not appear to be significant ($p > 0.05$).



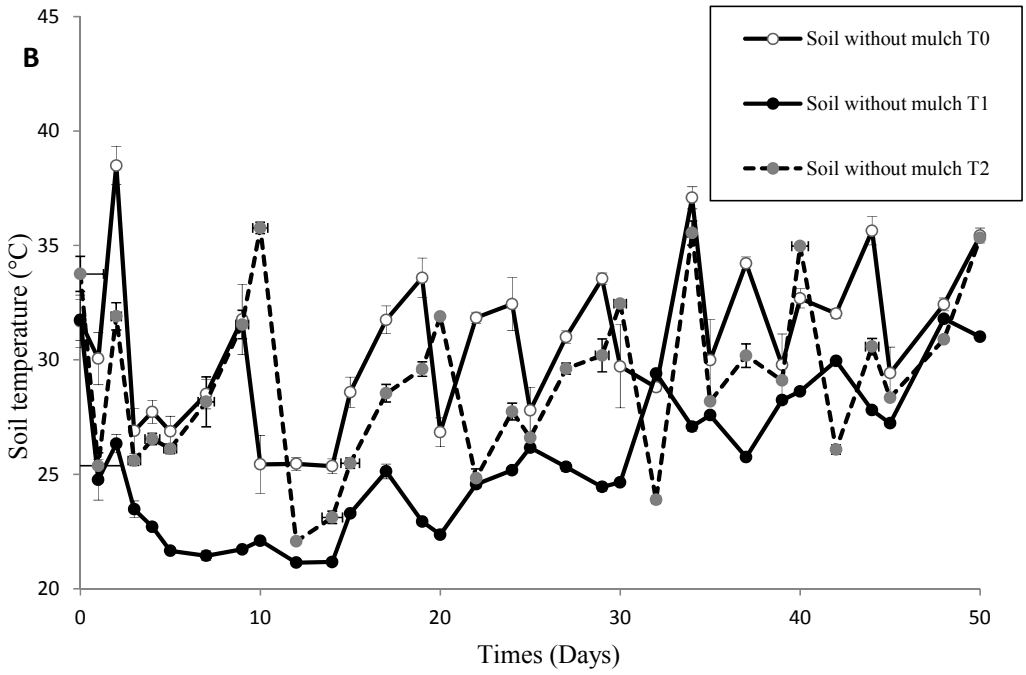


Figure 2: Variation in soil temperature (A) soil with mulch (B) soil without mulch. T0: no wetting, T1: soils wetted daily and T2: soils with cyclic wetting-drying. The data represents the mean values (n=12).

4.3.3 Carbon mineralization flush

As expected, without wetting, no carbon mineralization flush was observed and soil carbon mineralization remained low, regardless of whether the soil was covered with mulch or not. However, wetting caused an immediate carbon mineralization flush for both biomass management regimes. This flush reduced progressively over 5 days for soils without mulch and over 10 days for soils with mulch (Fig 3). The carbon mineralization flushes lasted longer and were more intense for soils with mulch than for soils without mulch. Even for subsequent wetting-drying cycles, the flush was more intense for soils with mulch (21% higher) despite the lower moisture content of these soils. The flushes of soils decreased with each subsequent wetting-drying cycle (Fig 3) with and without mulch.

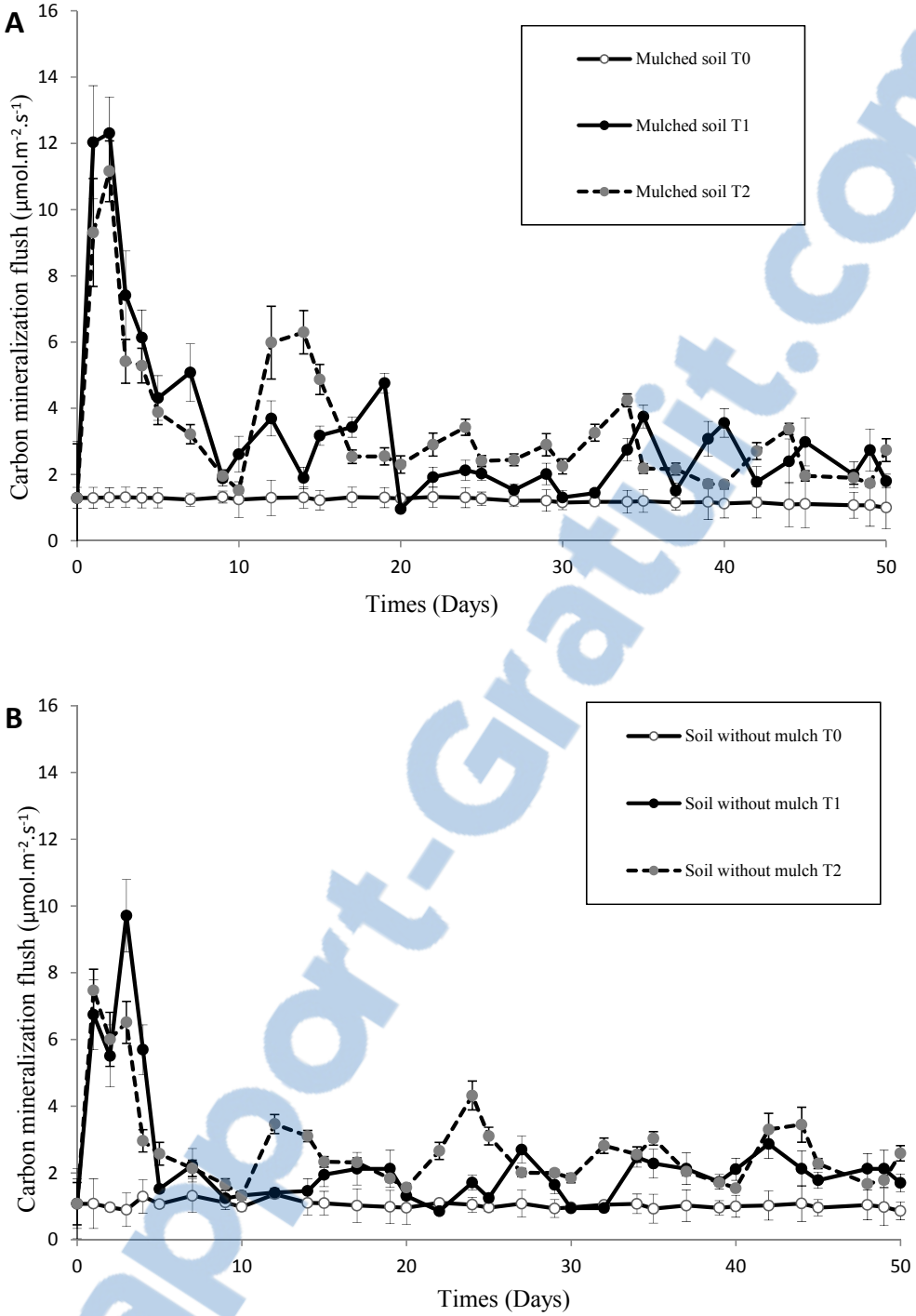


Figure 3: Carbon mineralization flush (A) soil with mulch and (B) soil without mulch. T0: no wetting, T1: soils wetted daily and T2: soils with cyclic wetting-drying. The data represents the mean values (n=12).

Rapport-Gratuit.com

4.3.4 Total carbon mineralization

The wetting-drying cycles did not affect the total carbon mineralization for soils with and without mulch in comparison with soil kept moist (Fig 4). For the soils with mulch, the total soil carbon mineralization over 50 days was 1.70 $tC.ha^{-1}$ for soil with cyclic wetting-drying and for soils kept constantly moist. Without the mulch, the total soil C mineralization was 1.40 $tC.ha^{-1}$ and 1.51 $tC.ha^{-1}$ respectively. However, wetting the soil increased the total soil carbon mineralization compared with the soil kept dry ($p < 0.001$), (Fig 4). Mulching increased the total soil carbon mineralization, even for dry soils ($p < 0.05$), (Fig 4).

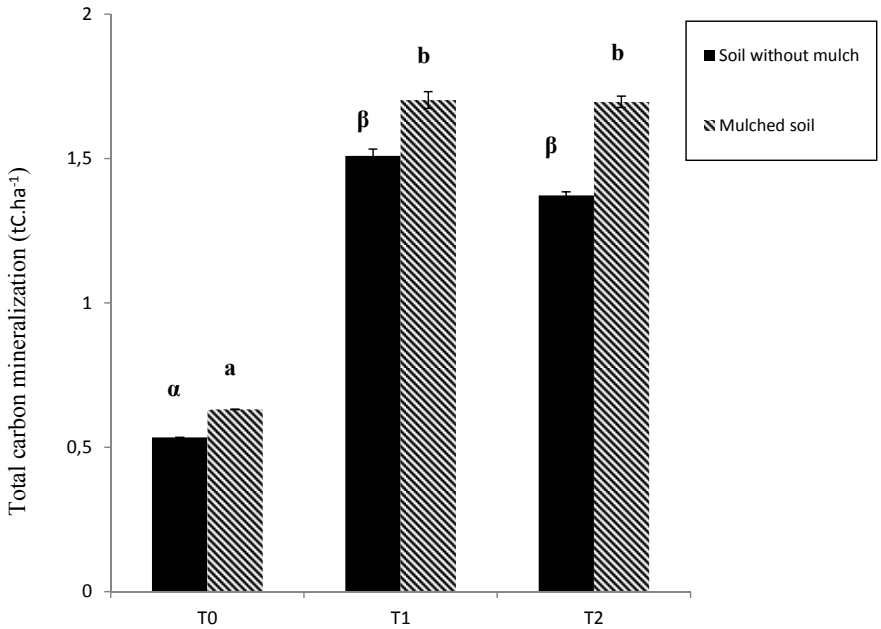


Figure 4: Total carbon mineralization for soils with and without mulch over 50 days. a, b, α, β are significantly different total carbon mineralizations for the various soil wetting treatments. T0: no wetting, T1: soils wetted daily and T2: soils with cyclic wetting-drying.

4.3.5 Soil carbon content and stocks

There was no significant difference in the bulk density of soils with or without mulch ($p > 0.05$). The mean density was 1.46 $g.cm^{-3}$ for soils with mulch and 1.40 $g.cm^{-3}$ for soils without mulch. The carbon stocks in soils with mulch at the end of the experiment were slightly lower (10.6±1.0 $tC.ha^{-1}$) than the carbon stocks in soils without mulch (14.3±1.4 $tC.ha^{-1}$) but the difference was not significant ($p > 0.05$). There was no significant difference in the nitrogen content and the C:N ratio at the end of the experiment between the soils with mulch and the soils without mulch ($p > 0.05$). The nitrogen content was 0.6±0.1% for soils with mulch and 0.8±0.1% for soils without mulch. The C:N ratio was 13.5±1.8 for soils with mulch and 13.5±1.4 for soils without mulch.

4.4 Discussion

4.4.1 Carbon mineralization flush

Wetting a soil that had remained dry for 5 to 6 months after the end of the rainy season, caused an immediate carbon mineralization flush in soils with and without mulch. This carbon mineralization flush is a renewal of mineralization after mineralization has almost completely stopped and has also been observed in similar conditions (Birch, 1958; Franzluebbers *et al.*, 2000; Kelliher *et al.*, 2004; Butterly *et al.*, 2009). Two different mechanisms have been proposed for this carbon mineralization flush: (i) the death of microorganisms in the dry season (Van Gestel *et al.*, 1992) or (ii) the exposure to microbial attack of organic matter that was previously protected (Lundquist *et al.*, 1999b).

In this study, the soil had been dry for 5 to 6 months and the carbon mineralization flushes may be explained by the drying of the soil after the end of the rainy season which may cause the death or encystment of certain microorganisms. When the soil was wetted, the surviving

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

soil microorganisms used this easily mineralizable soil organic matter made up of dead microorganisms.

Although the moisture content of soil with mulch was low after the first wetting, the intensity of the carbon mineralization flush was greater for soil with mulch (21% greater). The more intense flush may be explained by the wetting of the mulch causing rapid mineralization of the soluble carbon in the mulch (Cleveland *et al.*, 2004). The authors reported that more than 70% of the initial dissolved organic matter (soluble carbon in the mulch) was decomposed in the first 10 days.

For soil with and without mulch, the mineralization rates dropped during subsequent wetting-drying cycles. This may be explained by a decrease in the labile organic matter over time (Birch, 1958), even for soils with mulch (Cleveland *et al.*, 2004).

As expected, without wetting, no flush was observed and the soil carbon mineralization remained low in both biomass management regimes. The soil carbon mineralization in the treatment without wetting was notable for two features: (i) it did not depend on the temperature of the top soil horizon and (ii) it was slightly greater in soils with mulch (14% greater). Moreover, the low moisture content of the soil with mulch after the first wetting may be due to the amount of water absorbed by the mulch (about 10 mm).

4.4.2 Total carbon mineralization

Wetting the soils and mulching increased soil carbon mineralization. However, frequent wetting-drying cycles did not increase the total soil carbon mineralization.

Wetting the soils (soils kept moist and soils with frequent wetting-drying cycles) increased the total soil carbon mineralization compared with the soil that was not wetted. These results are in line with those of (Hanson *et al.*, 1993; Thierron and Laudelout, 1996; Liu *et al.*, 2002). This increase in mineralization may be related to the stimulation of microbial activity

(Stepniewski, 1985). In dry soils, the absence of a sufficient amount of water decreases the availability in the substrate which in turn reduces the activity of the microorganisms (Sotta *et al.*, 2004).

Frequent wetting-drying cycles did not affect the total soil carbon mineralization. Similar total carbon mineralization values were observed in soils with successive wetting-drying cycles and soils kept moist (Jager and Bruins, 1975; Denef *et al.*, 2001; Priemé and Christensen, 2001; Baumann and Marschner, 2013). Whether or not wetting-drying cycles affect carbon mineralization may be depend on the duration of the wetting-drying periods (Borken and Matzner, 2009). In this experiment, the low mineralization during the drying periods (10 days) was balanced by the high carbon mineralization rates during the wetting phases. The absence of an effect of cyclic wetting-drying on the carbon mineralization may also be explained by the limiting nitrogen content in the soils under these conditions. Mikha *et al.* (2005) reported a reduction in mineral nitrogen in the soils after the carbon mineralization flush. This reduction in nitrogen was related to rapid immobilization of nitrogen by the microbial population to meet its growth requirements (Van Gestel *et al.*, 1991).

Keeping crop residues on the surface of the soil increased carbon mineralization, even in dry soils. The increase in carbon mineralization in soils with mulch may be explained not only by the mineralization of the residues but also by a *priming effect* on the soil carbon mineralization (Fontaine *et al.*, 2004). The *priming effect* is a particularly likely explanation, given the decrease in soil carbon content after crop residues had been left on the soil over the previous 11 years.

4.4.3 Soil carbon stocks

After 11 years of leaving crop residues on the surface of the soil, the carbon stocks had not increased in the mulched soils with respect to soils without mulching. The carbon stocks in

soils with mulch at the end of the experiment were even slightly lower than in soils without mulch, but not significantly different. The decrease in carbon stocks in mulched soils may be due to a *priming effect* caused by the fresh organic matter applied to soils accelerating soil carbon mineralization (Fontaine *et al.*, 2004; Bernard *et al.*, 2007).

4.5 Conclusion

Wetting the soils and mulching increased soil carbon mineralization. Increased carbon mineralization causes a loss of carbon in environments that are already low in soil organic carbon. However, frequent wetting-drying cycles did not increase the total soil carbon mineralization. The soil management regime with mulching was designed to reduce erosion and the vulnerability of soil to climate change as well as to increase the soil organic carbon content and thus increase soil carbon stocks. However, in this study, the rapid mineralization of the crop residues and the resultant effect on the soil carbon stocks makes it difficult to increase soil carbon stocks in soils by mulching.

4.6 Acknowledgements

The authors wish to thank the organizations which provided equipment and funding for this project, in particular the Cameroon C2D program, CIRAD, IRD, SODECOTON and the CaSA soil carbon network.

Chapitre 5. Wetting-drying cycles are not increasing organic carbon and nitrogen mineralization in straw amended soils in sudano-sahelian context

Ce chapitre correspond à un article scientifique en préparation qui s'intitule « **Wetting-drying cycles are not increasing organic carbon and nitrogen mineralization in straw amended soils in sudano-sahelian context** » et qui sera soumis à la revue *Plant and Soil*.

Dans ce chapitre, nous privilégierons l'approche de mesure au laboratoire car elle permet en conditions contrôlées d'isoler le rôle de l'humidité et l'impact des épisodes d'humectation-dessiccation. L'approche expérimentale en laboratoire permet de s'affranchir des variations de température du sol. Elle a pour but de contrôler les facteurs et d'accentuer les processus afin de les étudier.

L'objectif de ce chapitre est de déterminer en conditions contrôlées l'influence des cycles humectation-dessiccation sur la minéralisation du carbone et de l'azote des sols avec ou sans apport de paille et d'évaluer l'influence de l'apport de la paille sur la minéralisation du carbone et de l'azote des sols.

Chapitre 5: Wetting-drying cycles are not increasing organic carbon and nitrogen mineralization in straw amended soils in sudano-sahelian context

Pierrot Lionel Yemadje[abc*], Tiphaine Chevallier[b], Hervé Guibert[a], Isabelle Bertrand[d], Martial Bernoux[b]

[a]CIRAD, UPR AIDA, F-34398 Montpellier, France

[b]IRD, UMR Eco&Sols, Bat 12, 2 place Viala, 34060 Montpellier Cedex 2, France

[c]Ecole Doctorale SIBAGHE, UM2, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier, France

[d]INRA, Supagro, UMR Eco&Sols, Bat 12, 2 place Viala, 34060 Montpellier Cedex 2, France

* Correspondance : lionel.yemadje@cirad.fr

Abstract

The incorporation of crop residues in a soil may increase preexisting soil organic matter (SOM) mineralization. This so called "*priming effect*" mechanism has been studied very little in arid environments which are characterized by long periods of drought punctuated with irregular rainy events. Agricultural soils from north Cameroon were amended or not with ^{13}C-labelled rice straw and incubated at 28°C to evaluate the impact of wetting-drying cycles on CO_2 emissions, *i.e.* SOM and straw mineralization. Soils were subjected to five wetting-drying cycles thorough the incubation period (i.e 70 days). Control soils were kept at constant moisture. Each wetting-drying cycle included two periods, a 7 day-wetting period and a 7 day-drying period. The CO_2 emissions were measured at day 4, and each 7 days after drying and wetting period. As expected, the CO_2 emissions increased on straw amended soils compared to soils without straw addition, respectively 1356 µg C-CO_2 g^{-1} soil and 435 µg C-CO_2 g^{-1} soil from soils with constant moisture. A *priming effect* was observed and represented after 70 days incubation 99 µg C-CO_2 g^{-1} soil and 113 µg C-CO_2 g^{-1} soil respectively from soils with constant moisture and subjected to wetting-drying cycles. The wetting-drying cycles have significantly reduced total CO_2 emissions of 19% for soils without

straw and 11% for soils with straw. The mineralization of the straw also decreased with the wetting-drying cycles, thus the amount of straw remaining on soils was 102 µg C g^{-1} soil on re-wetted soils compared to 48 µg C g^{-1} soil on soils with constant moisture. Conversely, the wetting-drying cycles increased slightly but insignificantly the *priming effect* on straw amended soils and the nitrogen mineralization on soils with or without straw addition. Under the sudano-sahelian context, characterized by long period of drought and rapid and irregular events of rain, we demonstrate that the soil organic carbon; nitrogen and straw mineralization, and *priming effect* were not increased compare to soil maintained at constant moisture. This lack of response of the soil respiration to added water could be linked to a decrease of microbial activity during dry periods and the lack of sustained increase in carbon mineralization. These results strengthen the need to quantify and adapt common model C dynamic to such specific arid environment.

Keywords: *Priming effect*, wetting-drying cycles, soil organic matter, nitrogen, straw, soil respiration

5.1 Introduction

La région Soudano-sahélienne est celle qui possède le potentiel de terres cultivables le plus important en Afrique (FAO., 2005). Elle couvre une superficie totale de 8,6 millions km^2 soit 28% du continent africain et est constituée de 12 pays. Parmi ces pays, le Cameroun et, en particulier la province du nord, est soumis à un climat aride caractérisé par une irrégularité des pluies. Ainsi, les sols de cette région sont régulièrement soumis à des changements d'humidité. Ces cycles d'humectation-dessiccation peuvent accentuer la perte des stocks de carbone et d'azote du sol (Schwinning *et al.*, 2004). Cependant, l'analyse de la littérature révèle des résultats controversés de l'impact des cycles humectation-dessiccation sur la minéralisation du carbone et de l'azote des sols (Borken and Matzner, 2009).

Ainsi, les cycles humectation-dessiccation selon certaines études peuvent accélérer la minéralisation du carbone (Fierer and Schimel, 2002, 2003; Miller *et al.*, 2005) ou de l'azote des sols (Seneviratne and Wild, 1985; Cabrera, 1993; Gordon *et al.*, 2008) par rapport à ce qui serait perdu dans un sol témoin maintenu humide. Cependant, d'autres études ont observé une diminution de la minéralisation du carbone (Muhr *et al.*, 2008; Yu *et al.*, 2014) ou de l'azote (Mikha *et al.*, 2005; Hentschel *et al.*, 2007) sur des sols soumis à des cycles humectation-dessiccation. Des études récentes ont reportés des valeurs similaires de minéralisation de carbone (Baumann and Marschner, 2013) ou d'azote (Miller *et al.*, 2005) entre des sols soumis à des cycles humectation-dessiccation et maintenus humides. Les différences peuvent être expliquées par la durée des périodes d'humectation et de dessiccation qui ont une grande importance pour la minéralisation du carbone et de l'azote des sols (Borken and Matzner, 2009). En effet, une période de dessiccation relativement courte et une longue période d'humectation pourraient permettre une augmentation de la minéralisation du carbone ou de l'azote des sols par rapport à un contrôle humide. Dans la région soudano-sahélienne, des

systèmes de culture ont été proposés et développés par la recherche et sont caractérisés par une couverture permanente du sol sous la forme d'un « mulch » de résidus de récolte. Ces systèmes ont été originellement conçus pour lutter contre l'érosion et sont aussi reconnus pour maintenir ou améliorer le stockage du carbone (Scopel *et al.*, 2005; Bernoux *et al.*, 2006). Cependant, l'addition de cette matière organique fraiche dans un sol peut aussi contribuer à augmenter la minéralisation de la matière organique du sol (Kuzyakov *et al.*, 2000; Fontaine *et al.*, 2003; Fontaine *et al.*, 2004; Fontaine *et al.*, 2007). Plusieurs théories non exclusives sont avancées pour expliquer ce processus nommé *priming effect* (Blagodatskaya and Kuzyakov, 2008*)*. Par exemple l'utilisation préférentielle de substrat lorsque la matière organique fraiche et endogène au sol sont dépendantes de la disponibilité en N (Cheng, 1999), ou le co-métabolisme entre matières organiques fraîches et endogènes pendant le processus de décomposition (Kuzyakov *et al.*, 2000) ou encore une « compétition » microbienne entre organismes copiotrophes et oligotrophes se nourrissant sur différentes sources de C (Fontaine *et al.*, 2003). La matière organique fraiche plus minéralisable conduit à un *priming effect* plus intense (Kuzyakov, 2010). Ce *priming effect* provient de différentes sources et peut refléter un priming effet réel ou apparent (Blagodatsky *et al.*, 2010). Toutefois, l'apport de matière organique exogène au sol peut conduire à des effets non significatifs sur la minéralisation de la matière organique endogène au sol ou MOS (Wu *et al.*, 1993). Les cycles humectation-dessiccation ont augmenté le *priming effect* sur des sols incubés sur une période de 96 jours (Arsjad and Giddens, 1966). Ainsi, nous faisons l'hypothèse que les cycles humectation-dessiccation augmenteraient le *priming effect*, la minéralisation de la paille et de l'azote. Cette étude a donc pour objectif de : 1- déterminer l'influence des cycles humectation-dessiccation sur la minéralisation du carbone et de l'azote des sols avec ou sans apport de paille, 2- évaluer l'influence des cycles humectation-dessiccation sur le *priming effect*.

5.2 Matériels et Méthodes

5.2.1 Description du site et échantillonnage

Le site expérimental est une parcelle de 0,05 ha à Pitoa (09°23'N, 13°32'E) dans le Nord du Cameroun, comme déjà décrit en détail dans (Yemadje et *al* article soumis JAE). Brièvement, cette zone est caractérisée par un climat soudano-sahélien avec une saison des pluies de 5 mois (Mai à Octobre). Entre 2003 et 2013, la pluviométrie annuelle moyenne a varié de 900 à 950 mm selon les données recueillies par la société "Société de développement du coton" (SODECOTON, données non publiées). La température journalière varie en moyenne de 21°C à 39°C. Le sol étudié est un Fluvisol selon la classification de la base de référence mondiale (FAO, 2006). Les parcelles étaient cultivées en rotation avec du cotonnier (*Gossypium hirsutum* L.) et des céréales, en particulier le maïs (*Zea mays* L.). Le maïs a été en association avec une graminée utilisée comme culture de couverture (*Brachiaria ruziziensis* R. Germ. & CM. Evrard). Les sols étaient non labourés et le coton a été semé à la main à l'aide d'une houe, et avec une perturbation minimale de la surface du sol. Trois échantillons de sol ont été prélevés (chaque échantillon de sol de 1kg) pendant la saison sèche, à une profondeur de 0-10 cm. Le sol a été séché à l'air après l'échantillonnage puis tamisé à 2 mm. La teneur en carbone sur 0-10 cm de profondeur des trois échantillons est en moyenne 11,1± 1,1 $g.kg^{-1}$ et un rapport C/N de 12,2± 0,1.

5.2.2 Incubations de laboratoire

Deux modalités de sol ont été incubées en conditions contrôlées au laboratoire : 1) avec ajout de paille de riz marqué ^{13}C et 2) des sols sans ajout i.e contrôles. La paille de riz a été uniformément enrichie au ^{13}C à 10,27 ± 0,01%. La paille a été obtenue à partir du Groupement de Recherches Appliquées en phytotechnologies (CEA / DSV / DEVM, Cadarache, France). La paille utilisée était un mélange de tiges et des feuilles des plants de

riz, avec une teneur en C et N respectivement de 416,9 ± 0,8 $g.kg^{-1}$ et 12,1 ± 0,01 $g.kg^{-1}$. Les résidus de paille ont été séchés à 40 ° C pendant 24 heures et finement broyés à 2 mm. 20 mg de résidus de paille ont été incorporés dans 10 g d'échantillons de sols. La quantité de résidus de paille ajoutée correspond à la quantité de paille apportée sur le terrain soit 2 mg $paille.g^{-1}$ sol. Trois répétitions de chaque échantillon de sol ont été incubées pendant deux périodes successives : une période de pré-incubation de trois jours à 28°C avec les pailles et une période d'incubation de 70 jours. Les échantillons de sols ont été placés dans des bocaux étanches à l'air de 146,42 ml et incubés à 28°C, qui correspond aux températures annuelles moyennes au Nord Cameroun. Les échantillons de sols ont été soit maintenus à une humidité du sol constante (0,2 $g.g^{-1}$sol) sur la durée de l'expérience, soit soumis à cinq cycles d'humectation-dessiccation. Chaque cycle comprenait deux périodes, 7 jours d'humectation suivis de 7 jours de dessiccation. Au cours des périodes de dessiccation, 10 g de silicagel ont été ajoutés dans les bocaux pour accélérer la dessiccation des échantillons de sol. Le silicagel a été retiré des bocaux à la fin des périodes de dessiccation. L'humidité du sol a varié de 0,2 $g.g^{-1}$sol durant la période d'humectation à 0,03 $g.g^{-1}$sol au cours de la période de dessiccation. Ainsi, les périodes humides concernent les périodes en jour de 0-7, 14-21, 28-35, 42-49, 56-63 et les périodes sèches de 7-14, 21-28, 35-42, 49-56 et 63-70. Pour le traitement maintenu humide, l'humidité du sol a été maintenue constante pendant toute la période d'incubation par pesée hebdomadaire et en réajustant avec de l'eau déminéralisée si nécessaire.

5.2.3 Détermination C et N minéralisé

Durant la période d'incubation de 70 jours, 1 ml d'air (deux répétitions) est prélevé dans les bocaux à l'aide d'une seringue. Les émissions de CO_2 ont été mesurées aux jours 4, 7, 14, 21, 28, 29, 32, 35, 42, 49, 56, 63, 70ième jour d'incubation) par chromatographie en phase gazeuse (Multiflow) couplée à un spectromètre de masse isotopique (Isoprime, GVI). Les émissions

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

de $^{13}CO_2$ sont calculées à partir des abondances de ^{13}C déterminées au spectromètre de masse sur les émissions totales de CO_2. Un sous-ensemble d'échantillon de sols a été sacrifié au début des incubations (T0), au 4ième, 28ième, 56ième et 70ième jour pour la détermination de l'azote minéral. L'azote minéral a été déterminé par extraction de 2 g de sol avec 20 ml d'1 M de KCl et agité pendant 1 h à 300 tour.mn^{-1} sur un agitateur orbital. Le surnageant a été filtré à travers des filtres en papier de 0,45 µm et stocké à 4°C jusqu'au dosage en flux continu de NH_4-N et NO_3-N à l'aide d'un analyseur (Skalar San Plus Analyzer SA3000) couplé à un injecteur automatique (SA1100 Sampler).

Le C minéralisé est exprimé en µg C-CO_2 g^{-1} sol. Les quantités de $^{13}CO_2$ (µg C-CO_2 g^{-1} sol) ont été calculées à chaque date de mesure comme suit: $^{13}CO_2$ = (Quantité de C minéralisé x Abondance)/100 ; Avec quantité de C minéralisé des échantillons de sols avec ou sans ajout de paille (µg C-CO_2 g^{-1} sol) et l'abondance de ^{13}C déterminée sur les émissions totales de CO_2 (%).

Le C des pailles non minéralisées (µg C g^{-1} sol) a été calculé à chaque date de mesure comme suit : C issu des pailles non minéralisées = C ajouté avec la paille – C paille minéralisé ; Avec C ajouté avec la paille la quantité de carbone ajoutée aux échantillons de sols (µg C g^{-1} sol) ; et C paille minéralisé la quantité de $^{13}CO_2$ (µg C g^{-1} sol) dont a été retiré la quantité de $^{13}CO_2$ des échantillons sans ajout de paille.

Le *priming effect* (µg C-CO_2 g^{-1} sol) a été calculé à chaque date de mesure comme suit : Priming effet = CO_2 (Sol avec ajout de paille) – CO_2 (Sol sans ajout de paille) – CO_2 (Paille) ; Avec CO_2 (Sol avec ajout de paille) la quantité de C minéralisé des échantillons de sols avec ajout de paille (µg C-CO_2 g^{-1} sol) ; CO_2 (Sol sans ajout de paille) la quantité de C minéralisé des échantillons de sols sans ajout de paille (µg C-CO_2 g^{-1} sol) et CO_2 (paille) la quantité de

$^{13}CO_2$ (µg C-CO_2 g^{-1} sol) dont a été retiré la quantité de $^{13}CO_2$ des échantillons sans ajout de paille.

5.2.4 Analyses statistiques

Nous avons comparé les émissions de CO_2 et la minéralisation d'azote entre les différents traitements à l'aide des méthodes statistiques d'analyse de variance (ANOVA). Toutes les analyses statistiques ont été effectuées en utilisant le logiciel R (V.3.0.3). Les différences ont été considérées comme significatives lorsque $p<0,05$.

5.3 Résultats

5.3.1 Minéralisation du carbone dans les différents traitements

Pour les sols maintenus humides, les émissions de CO_2 ont augmenté avec l'ajout de paille passant de 435 µg C-CO_2 g^{-1} sol (sans paille) à 1356 µg C-CO_2 g^{-1} sol, cumulées sur 70 jours d'incubations (Fig 1). Cet ajout de la paille a augmenté la minéralisation de la matière organique du sol provoquant un *priming effect* (Fig 1). Ce *priming effect* représentait après 70 jours d'incubation 99 µg C-CO_2 g^{-1} sol et 113 µg C-CO_2 g^{-1} sol respectivement sur les sols maintenus humides et les sols soumis à des cycles humectation-dessiccation. Les cycles humectation-dessiccation ont significativement réduit les émissions de CO_2. La diminution observée est de 19% pour les sols non paillés et 11% pour les sols paillés, par rapport aux sols maintenus humides (Fig 1). Ainsi, les émissions de CO_2 des sols soumis à des cycles humectation-dessiccation étaient respectivement de 351 µg C-CO_2 g^{-1} et 1202 µg C-CO_2 g^{-1} pour les sols non paillés et paillés. Par contre, un effet inverse est observé pour le *priming effect*. Les cycles humectation-dessiccation ont augmenté légèrement celui-ci mais non significativement (+ 14 µg C-CO_2 g^{-1} sol) (Fig 1). Cependant, la minéralisation de la paille a diminué avec les cycles humectation-dessiccation et la quantité de paille restante sur les sols

était de 102 µg C g^{-1} sol sur les sols soumis à des cycles humectation-dessiccation contre 48 µg C g^{-1} sol sur les sols maintenus humides (Fig 2), soit respectivement 12,2% et 5,8%.

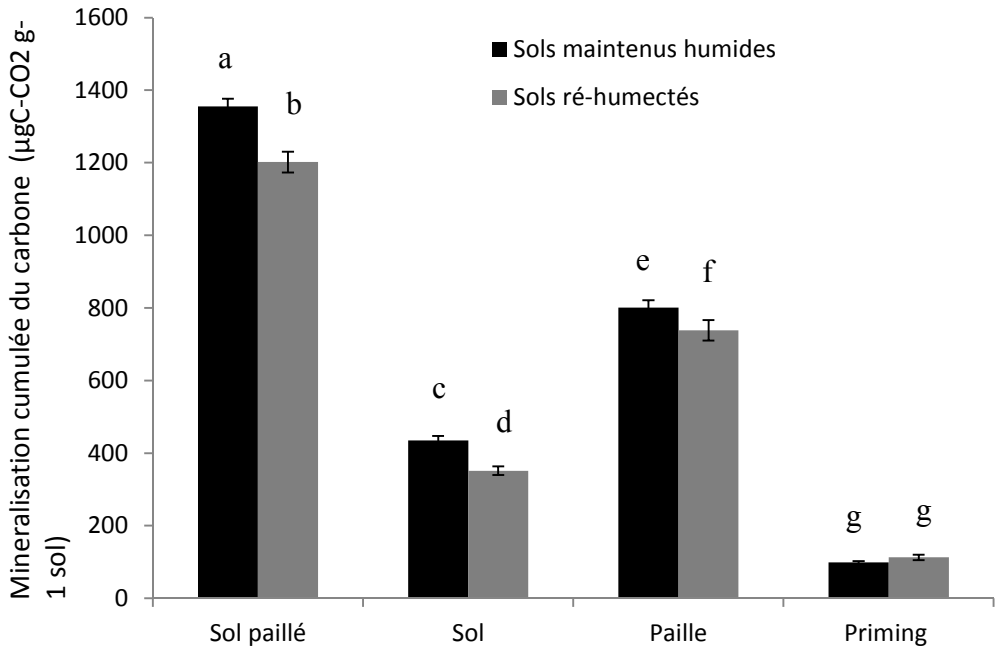
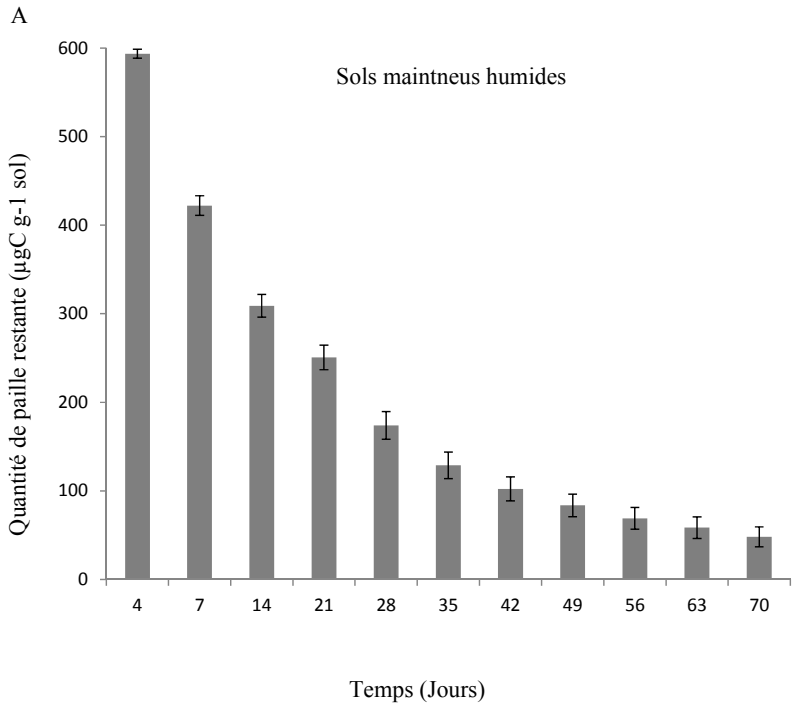


Figure 1 : Minéralisation cumulée du carbone après 70 jours d'incubation



Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

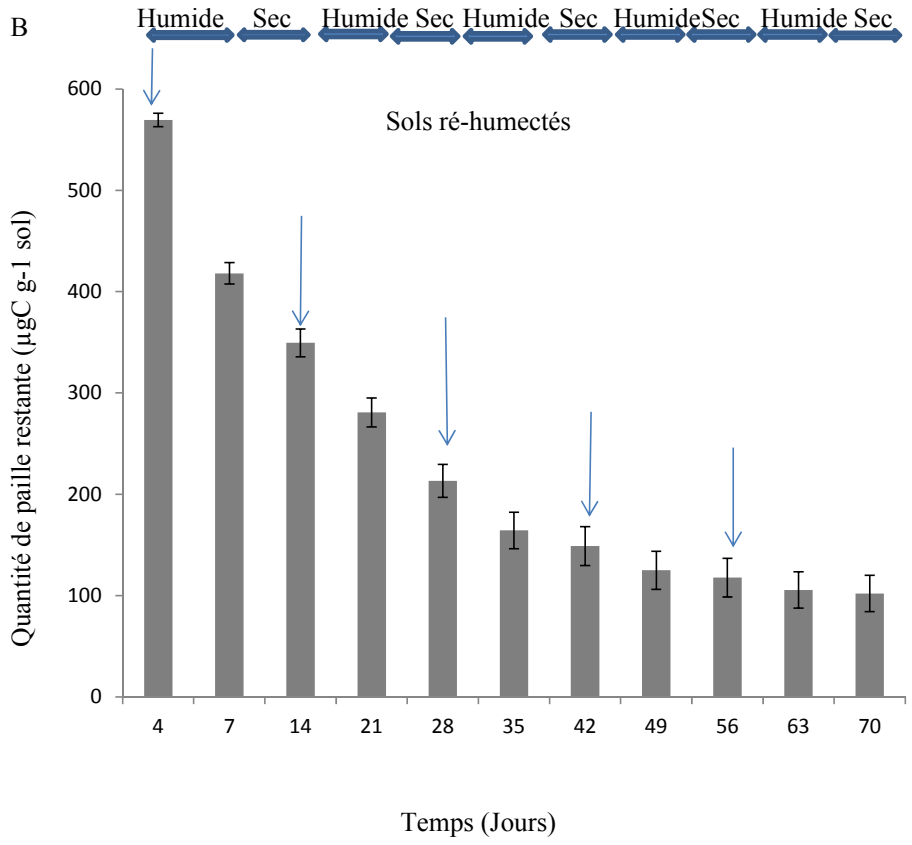


Figure 2 : Quantité de paille restante, (A) sols maintenus humides, (B) sols soumis à des cycles d'humectation-dessiccation. Les flèches représentent les jours d'humectation.

Pour les sols maintenus humides et soumis à des cycles humectation-dessiccation, les taux de minéralisation du carbone sont élevés au cours des sept premiers jours (Fig 3). Malgré les cycles, ces taux de minéralisation du carbone des sols et de la paille ont diminué (faibles flush) par rapport au flush de minéralisation au cours des premiers jours.

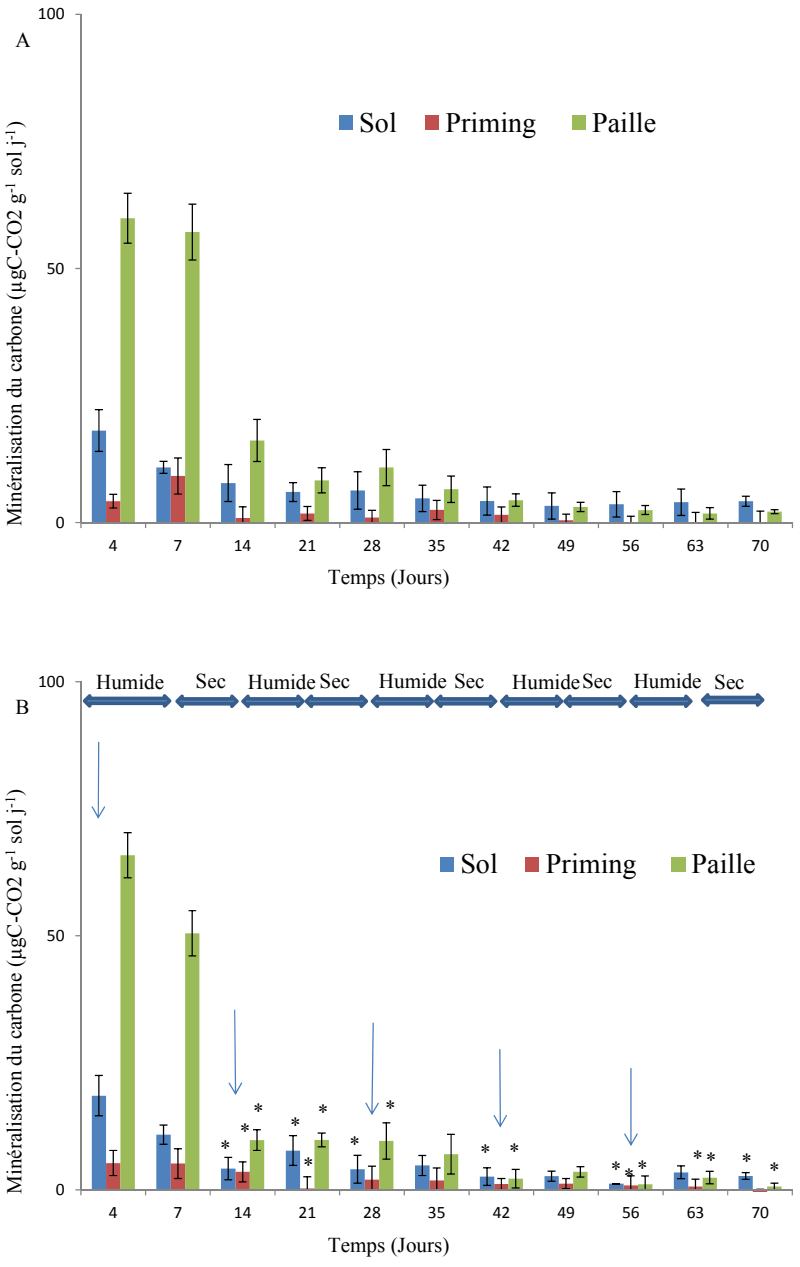


Figure 3 : Minéralisation du carbone (A) Sols maintenus humides, (B) Sols soumis à des cycles humectation-dessiccation. Les flèches représentent les jours d'humectation. * représente les différences significatives entre les sols maintenus humides et les sols soumis à des cycles humectation-dessiccation.

5.3.2 Minéralisation de l'azote dans les différents traitements

L'ajout de la paille a diminué la quantité d'azote minéral sur les sols soumis à des cycles humectation-dessiccation et maintenus humides (Fig 4). Les cycles humectation-dessiccation ont augmenté la quantité d'azote minéral, mais de façon non significative pour les deux modalités paillés ou pas, par rapport aux sols maintenus humides. L'augmentation de la quantité d'azote minéral était de 10 mgN.kg^{-1}sol après 70 jours d'incubations.

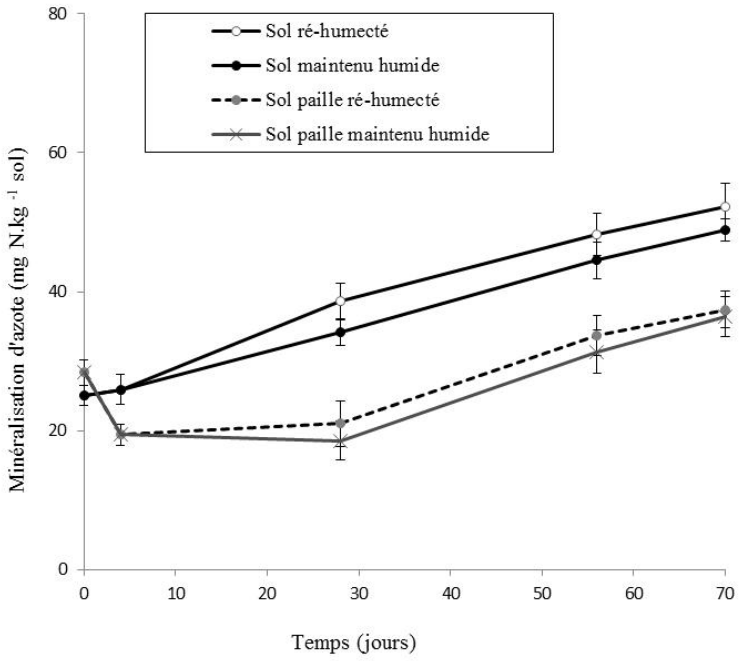


Figure 4 : Quantité d'azote minéral au cours du temps

5.4 Discussion

5.4.1 Minéralisation du carbone dans les différents traitements

Après 70 jours d'incubation, les cycles humectation-dessiccation n'ont pas augmenté le *priming effect* et la minéralisation de la paille, comparés à un sol maintenu humide. L'absence d'une augmentation globale du *priming effect* avec les cycles humectation-dessiccation indique que les périodes de dessèchement et d'humectation n'ont pas affecté la décomposition

de la matière organique du sol au bout de 70 jours d'expérience. Ce résultat peut être expliqué par l'absence d'une augmentation soutenue des taux de minéralisation du carbone (Magid *et al.*, 1999). Dans le cas de notre expérience, les périodes de dessèchement sont aussi longues que les périodes d'humectation, ce qui pourrait se traduire par une baisse de l'activité microbienne. Pour les cycles ultérieurs d'humectation-dessiccation, les taux de minéralisation du carbone sont restés faibles, ce qui n'a pas permis d'augmenter le *priming effect* avec les cycles humectation-dessiccation au bout des 70 jours d'expérience.

Les cycles humectation-dessiccation n'ont pas augmenté la minéralisation de la paille et ont affecté négativement la minéralisation de la paille. Clein and Schimel (1994) ont aussi observé une diminution de la minéralisation des résidus végétaux sur des sols de surface avec des cycles humectation-dessiccation. Ces auteurs l'expliquent par la mort d'une grande partie de la population microbienne au cours des périodes de dessèchement, ce qui aurait induit un retard de la minéralisation de la paille sur les sols soumis à des cycles humectation-dessiccation. Dans notre cas, les pailles sont mélangées au sol et les micro-organismes se développant à leur surface sont moins probablement affectés par les cycles dessiccation-humectation que dans des systèmes de type « mulch ». Cependant, cette succession d'alternance de périodes humides et sèches contribue probablement à sélectionner des micro-organismes plus résistants que ceux impliqués dans le flush initial classiquement mesurés lors d'une première perturbation.

Les cycles humectation-dessiccation ont significativement réduit les émissions de CO_2 par rapport aux sols maintenus humides. Des résultats similaires de la réduction de la minéralisation du carbone ont été aussi observés sur des sols soumis à des cycles humectation-dessiccation comparativement à un témoin maintenu humide (Franzluebbers *et al.*, 1994; Magid *et al.*, 1999; Fierer and Schimel, 2002; Mikha *et al.*, 2005). La réduction de la minéralisation du carbone sur les sols soumis à des cycles humectation-dessiccation

pourrait être liée à la durée des périodes de dessiccation et d'humectation (Borken and Matzner, 2009). En outre, les périodes de dessèchement pourraient induire une réduction de l'activité microbienne (Franzluebbers *et al.*, 1994; Pulleman and Tietema, 1999), une baisse de la mobilité microbienne (Griffin, 1981), et/ou la non disponibilité du substrat (Sommers *et al.*, 1981). Schimel *et al.* (1999) ont aussi observé une réduction de l'activité microbienne qui résulte de la diminution des populations microbiennes. Des modifications structurelles et physiologiques importantes de la communauté microbienne du sol liées à des changements immédiats dans la disponibilité de l'eau ont été également rapportées (Williams and Rice, 2007).

L'ajout de la paille a augmenté la minéralisation de la matière organique du sol sur les sols paillés. Plusieurs études ont montré que l'addition de la matière organique fraiche dans le sol peut augmenter la minéralisation de la matière organique du sol (Broadbent and Nakashima, 1974; Sørensen, 1974; Wu *et al.*, 1993; Kuzyakov *et al.*, 2000; Fontaine *et al.*, 2003). Ce processus nommé *priming effect* est souvent expliqué par l'utilisation préférentielle de substrat lorsque la matière organique fraiche et endogène au sol sont dépendantes de la disponibilité en N (Cheng, 1999), ou le co-métabolisme entre matières organiques fraîches et endogènes pendant le processus de décomposition (Kuzyakov *et al.*, 2000) ou encore une « compétition » microbienne entre organismes copiotrophes et oligotrophes se nourrissant sur différentes sources de C (Fontaine *et al.*, 2003).

5.4.2 Minéralisation de l'azote dans les différents traitements

Les cycles humectation-dessiccation ont très peu augmenté (non significativement) la quantité d'azote minéralisé par rapport aux sols maintenus humides. La majorité des articles traitant de la minéralisation d'azote ont rapporté une augmentation des quantités d'azote minéral dans les sols soumis à des cycles humectation-dessiccation par rapport à un témoin maintenu humide

Rapport-Gratuit.com

(Seneviratne and Wild, 1985; Cabrera, 1993; Gordon *et al.*, 2008). Dans notre cas, la minéralisation du C des pailles de riz a été peu affectée par les cycles d'humectation-dessiccation (Fig 1), ce qui signifie que les besoins énergétiques de la biomasse microbienne des sols n'ont pas été modifiés. Dans la mesure où la décomposition s'est déroulée en présence d'azote minéral (pas de limitation), les flux d'immobilisation avec et sans cycles d'humectation-dessiccation n'ont pas été modifiés.

La quantité d'azote minéral a augmenté de manière significative sur les sols non paillés par rapport aux sols paillés. La diminution de la quantité d'azote minéral sur les sols paillés après 70 jours d'incubations pourrait être expliquée par l'immobilisation rapide de l'azote par les micro-organismes (Appel, 1998). Dans le cas de notre étude, l'ajout de la paille au début des incubations a certainement créé une source de matière organique facilement minéralisable. L'immobilisation de l'azote a également été observée par Van Gestel *et al.* (1991) qui est liée à l'augmentation de l'activité microbienne.

5.5 Conclusion

Dans le contexte soudano-sahélien, nos résultats ont montré que les cycles humectation-dessiccation n'ont pas augmenté la minéralisation du carbone organique et de l'azote par rapport aux sols maintenus humides. L'absence de cette réponse de la minéralisation du C et N du sol aux cycles humectation-dessiccation pourrait être liée à une baisse de l'activité microbienne durant les périodes de dessèchement et l'absence d'une augmentation soutenue des taux de minéralisation du carbone avec les cycles ultérieurs d'humectation-dessiccation. Ces résultats renforcent la nécessité de quantifier et de modéliser la dynamique du carbone et de l'azote dans ces environnements semi-arides.

5.6 Remerciements

Cette recherche a été partiellement financée par le projet C2D Cameroun, le CIRAD, l'IRD, la SODECOTON et le réseau CASA. Nous remercions P. Tillard pour la mise en œuvre des analyses d'échantillons. Nous remercions aussi J. Grondin et J. Delariviere pour leur soutien technique.

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

Chapitre 6. Discussion générale

Chapitre 6: Discussion générale

Cette thèse avait pour objectif général de quantifier l'impact des cycles humectation-dessiccation sur la minéralisation du carbone organique des sols dans un contexte soudano-sahélien. La région du Nord Cameroun est caractérisée par l'existence des cycles humectation-dessiccation et des modes de gestion contrastées de la biomasse. Par rapport aux conditions rencontrées dans la zone, deux grandes questions de recherche ont été abordées : i) quel est l'impact des cycles humectation-dessiccation sur la minéralisation du carbone organique des sols ? et ii) quel est l'impact des modes de gestion de la biomasse sur la minéralisation du carbone organique des sols ?

6.1 Impact des cycles humectation-dessiccation sur la minéralisation du carbone et de l'azote des sols

L'humectation des sols restés secs pendant 5 à 6 mois, a provoqué immédiatement pour tous les sols étudiés un flush de minéralisation du C. Ce flush de minéralisation du carbone a été également observé dans des conditions similaires (Birch, 1958; Franzluebbers *et al.*, 2000; Kelliher *et al.*, 2004; Butterly *et al.*, 2009). Deux mécanismes différents ont été avancés pour expliquer le flush de minéralisation du carbone. Le premier est la mort des microorganismes (Van Gestel *et al.*, 1992) tandis que le second est l'exposition de la matière organique physiquement protégée, aux attaques microbiennes (Lundquist *et al.*, 1999b).

Les cycles humectation-dessiccation n'ont pas augmenté la minéralisation du carbone de sols par rapport à des sols maintenus à une humidité constante. D'autres études ont aussi obtenu une absence d'augmentation voire même une réduction de la minéralisation du carbone des sols soumis à des cycles humectation-dessiccation (Jager and Bruins, 1975; Magid *et al.*, 1999; Mikha *et al.*, 2005; Baumann and Marschner, 2013). La réduction de la minéralisation du carbone des sols soumis à des cycles humectation-dessiccation pourrait être liée à la durée des périodes de dessiccation et d'humectation (Borken and Matzner, 2009). En effet, une

période de dessèchement longue et une période d'humectation relativement courte pourraient conduire à une réduction du cumul de la minéralisation du carbone par rapport à un contrôle maintenu humide. En outre, la durée des périodes de dessèchement réduit les populations microbiennes des sols (Schimel *et al.*, 1999). Les auteurs expliquent ainsi la réduction de l'activité microbienne par une diminution des populations microbiennes lors des périodes de dessèchement.

Les cycles humectation-dessiccation n'ont pas augmenté la minéralisation de l'azote par rapport aux sols maintenus humides. La majorité des articles traitant de la minéralisation d'azote ont rapporté une augmentation des quantités d'azote minéral dans les sols soumis à des cycles humectation-dessiccation par rapport à un témoin maintenu humide (Seneviratne and Wild, 1985; Cabrera, 1993; Gordon *et al.*, 2008). Dans notre cas, la minéralisation du C des pailles de riz a été peu affectée par les cycles d'humectation-dessiccation, ce qui signifie que les besoins énergétiques de la biomasse microbienne des sols n'ont pas été modifiés. Dans la mesure où la décomposition s'est déroulée sans limitation de l'azote minéral, les flux d'immobilisation n'ont pas été modifiés par les cycles humectation-dessiccation. Les cycles humectation-dessiccation ont réduit la minéralisation de la paille. Clein and Schimel (1994) ont aussi observé une diminution de la minéralisation des résidus végétaux laissés à la surface des sols avec des cycles humectation-dessiccation. Ces auteurs l'expliquent par la mort d'une grande partie de la population microbienne au cours des périodes de dessèchement, ce qui aurait induit un retard de la minéralisation de la paille sur les sols soumis à des cycles humectation-dessiccation. Dans notre cas, les pailles sont mélangées au sol et les micro-organismes se développant à leur surface sont moins probablement affectés par les cycles dessiccation-humectation que dans des systèmes de type « mulch ». Cependant, cette succession d'alternance de périodes humides et sèches contribue probablement à sélectionner des micro-organismes plus résistants que ceux impliqués dans le flush initial classiquement

mesurés lors d'une première perturbation. Bottner (1985) a aussi obtenu des faibles taux de minéralisation de la paille avec les cycles d'humectation-dessiccation. Ces faibles taux sont liés à une réduction de la taille de la biomasse microbienne et une faible activité des populations microbiennes rétablies.

6.2 Impact des modes de gestion de la biomasse sur sur la minéralisation du carbone et de l'azote des sols

Au Nord Cameroun, le maintien des pailles depuis 11 ans à la surface du sol a augmenté les émissions globales de CO_2. L'augmentation des émissions de CO_2 sur le sol paillé pourrait être expliquée non seulement par la minéralisation des pailles mais aussi par la minéralisation du C du sol et le *priming effect*. Une diminution des stocks de carbone du sol a été observée lorsque les pailles des cultures sont maintenues à la surface du sol depuis 11 ans. Les systèmes paillés constituent un moyen de faire de l'intensification écologique et ont pour but d'améliorer les teneurs en eau et en carbone organique du sol. Cependant, dans notre contexte, ces systèmes ont diminué le stock du carbone au bout de 11 ans de conservation des pailles à la surface du sol. La diminution des stocks de carbone dans les systèmes paillés pourrait être expliquée par une minéralisation accélérée du carbone du sol par *priming effet* (Kuzyakov *et al.*, 2000; Fontaine *et al.*, 2004). En définitive, la minéralisation rapide des pailles et un possible effet sur le stock en C même du sol, rend difficile l'augmentation de stock de carbone des sols dans ces sols paillés. L'ajout de la paille a augmenté la minéralisation de la matière organique du sol provoquant un *priming effect*. Ce *priming effect* représentait après 70 jours d'incubation 99 µg C-CO_2 g^{-1} sol et 113 µg C-CO_2 g^{-1} sol respectivement sur les sols maintenus humides et les sols soumis à des cycles humectation-dessiccation, ce qui représente entre 7 et 9% des émissions globales de CO_2. Ce processus est souvent expliqué par l'utilisation préférentielle de substrat lorsque la matière organique fraiche (les pailles) et endogène (matière organique du sol) au sol sont dépendantes de la disponibilité en N (Cheng,

1999), ou le co-métabolisme entre matières organiques fraîches et endogènes pendant le processus de décomposition (Kuzyakov *et al.*, 2000) ou encore une « compétition » microbienne entre organismes copiotrophes et oligotrophes se nourrissant sur différentes sources de C (Fontaine *et al.*, 2003). En outre, les cycles humectation-dessiccation n'ont pas augmenté le *priming effect* et la minéralisation de la paille, comparés à un sol maintenu humide. L'absence d'une augmentation globale du *priming effect* avec les cycles humectation-dessiccation indique que les périodes de dessèchement et d'humectation n'ont pas affecté la décomposition de la matière organique du sol au bout de 70 jours d'expérience. Ce résultat peut être expliqué par l'absence d'une augmentation soutenue des taux de minéralisation du carbone (Magid *et al.*, 1999). L'ajout de la paille a réduit de manière significative la quantité d'azote minéral par rapport aux sols non paillés. La diminution de la quantité d'azote minéral sur les sols paillés après 70 jours d'incubations pourrait être expliquée par l'immobilisation rapide de l'azote par les micro-organismes (Appel, 1998). Dans le cas de notre étude, l'ajout de la paille au début des incubations a certainement créé une source de matière organique facilement minéralisable. L'immobilisation de l'azote a également été observée par Van Gestel *et al.* (1991) qui est liée à l'augmentation de l'activité microbienne.

Conclusion générale et perspectives

Conclusion générale et perspectives

Conclusion générale

A travers cette étude, dans le contexte soudano-sahélien, nous avons montré un effet prépondérant de l'humidité du sol. Avec les changements climatiques, la réduction des quantités d'eau aurait des effets majeurs sur le cycle du carbone et les émissions de CO_2. Les cycles humectation-dessiccation des sols n'accentuent pas la minéralisation cumulée du carbone et de l'azote des sols par rapport à des sols maintenus à une humidité constante. En revanche, la première humectation des sols a provoqué un flush de minéralisation. Il faudrait envisager des semis précoces pour coïncider la levée avec ce flush de minéralisation et ne pas rater cette période pour les mesures de respiration du sol sur le terrain. Nous avons montré un effet du paillage qui se traduit par une minéralisation rapide des pailles. Dans ce contexte, la minéralisation rapide des pailles a rendu difficile le stockage du carbone avec cette pratique. Nous avons également obtenu des ordres de grandeur des quantités de carbone minéralisées durant la saison des pluies. Par exemple, 10% du stock de carbone de la couche 0-10 cm est minéralisé durant une saison des pluies.

Perspectives

Initialement, cette thèse avait pour objectif de simuler l'évolution du stock de carbone dans un contexte soudano-sahélien. Des études précédentes sur la modélisation de la dynamique du C ont reporté l'importance des dispositifs de longue durée pour paramétrer les modèles de dynamique du C en milieu tropical (Kintché et al., 2010). Pour pallier à l'absence de ces dispositifs de longue durée en zone tropicale, la solution serait de comparer lors d'approche synchrone la minéralisation du C sous différents systèmes de culture, ce qui permettrait (i) d'avoir une idée de leur pouvoir de séquestration et (ii) d'étudier la minéralisation du C au cours d'une saison de culture afin d'identifier à quel moment elle intervient par rapport au

cycle de la plante. Cependant, l'étude de la minéralisation du carbone sous différents systèmes n'a pas été aussi simple que prévu compte tenu des contraintes observées sur le terrain dont les variabilités journalière et saisonnière de la minéralisation du C, la difficulté à séparer la respiration des microorganismes et celle des racines.

De nouvelles expérimentations seraient envisageables pour mesurer la respiration des sols sur toute une saison de culture et sur plusieurs systèmes de culture contrastés. Au préalable, il est essentiel de tenir compte des variabilités journalière et saisonnière de la respiration des sols en choisissant les heures clés et les moments clés en fonction des résultats obtenus sur le terrain.

Les résultats de cette thèse ont mis en évidence l'absence d'une augmentation de la minéralisation du carbone avec des cycles humectation-dessiccation qui pourrait être liée à la durée des périodes d'humectation et de dessiccation. En effet, une période de dessèchement longue et une période d'humectation relativement courte pourraient conduire à une réduction du cumul de la minéralisation du carbone par rapport à un contrôle maintenu humide. De nouvelles expérimentations à l'aide d'incubations des sols devraient être réalisées pour soumettre les sols à des périodes de sècheresse plus ou moins longues. Nous avons également montré l'importance de la température et l'humidité du sol sur la respiration du sol. Il faudrait poursuivre en conditions contrôlées au laboratoire le paramétrage des fonctions de température et d'humidité des sols qui seront ensuite utilisées dans les modèles de dynamique des matières organiques des sols.

Compte tenu de l'importance de la respiration racinaire au cours de la saison des pluies, il serait primordial de mesurer en serre la contribution des racines à la respiration des sols. Pour cela, la respiration provenant des racines serait estimée de manière indirecte en comparant la respiration du sol mesurée avec ou sans racines.

Rapport-Gratuit.com

Les cycles humectation-dessiccation n'ont pas augmenté le *priming effect*, la minéralisation de la paille et de l'azote par rapport à un sol maintenu humide, ce qui pourrait être lié à une réduction de la taille de la biomasse microbienne et/ou une faible activité des populations microbiennes rétablies. De nouvelles expérimentations en conditions contrôlées au laboratoire devraient quantifier la biomasse microbienne du sol qui apparait comme étant un facteur important dans l'étude de l'impact des cycles humectation-dessiccation. Il conviendrait aussi de pouvoir étudier plus finement l'évolution des communautés microbiennes et leurs activités dans les différents cas.

Enfin, il faudrait intégrer ces paramètres, ces mesures et ces données obtenus dans un modèle de dynamique des matières organiques du sol. Pour cela, il faudrait identifier un modèle à pas de temps court pouvant aussi fonctionner sur plusieurs cycles de culture.

Références

Adachi, M., Bekku, Y.S., Rashidah, W., Okuda, T., Koizumi, H., 2006. Differences in soil respiration between different tropical ecosystems. Applied Soil Ecology 34, 258-265.

Appel, T., 1998. Non-biomass soil organic N—the substrate for N mineralization flushes following soil drying–rewetting and for organic N rendered CaCl 2-extractable upon soil drying. Soil Biology and Biochemistry 30, 1445-1456.

Arrouays, D., Balesdent, J., Germon, J., Jayet, P., Soussana, J., Stengel, P., Bureau, D., 2002. Contribution à la lutte contre l'effet de serre (stocker du carbone dans les sols agricoles de France?).

Arsjad, S., Giddens, J., 1966. Effect of added plant tissue on decomposition of soil organic matter under different wetting and drying cycles. Soil Science Society of America Journal 30, 457-460.

Bationo, A., Kihara, J., Vanlauwe, B., Waswa, B., Kimetu, J., 2007. Soil organic carbon dynamics, functions and management in West African agro-ecosystems. Agricultural systems 94, 13-25.

Batjes, N.H., 1996. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. European journal of soil science 47, 151-163.

Baumann, K., Marschner, P., 2013. Effects of salinity on microbial tolerance to drying and rewetting. Biogeochemistry 112, 71-80.

Beauvilain, A., 1989. Nord-Cameroun: crises et peuplement. Thèse Université de Rouen, 2 vol. 625 p.

Bekunda, M.A., Bationo, A., Ssali, H., 1997. Soil fertility management in Africa: A review of selected research trials. SSSA Special publication 51, 63-80.

Bernard, L., Mougel, C., Maron, P.A., Nowak, V., Lévêque, J., Henault, C., Haichar, F.e.Z., Berge, O., Marol, C., Balesdent, J., 2007. Dynamics and identification of soil microbial populations actively assimilating carbon from 13C□labelled wheat residue as estimated by DNA□and RNA□SIP techniques. Environmental Microbiology 9, 752-764.

Bernoux, M., Cerri, C.C., Cerri, C.E.P., Neto, M.S., Metay, A., Perrin, A.S., Scopel, E., Tantely, R., Blavet, D., Piccolo, M.C., 2006. Cropping systems, carbon sequestration and erosion in Brazil: a review. Sustainable Agriculture, 75-85.

Betson, N.R., Gottlicher, S.G., Hall, M., Wallin, G., Richter, A., Hogberg, P., 2007. No diurnal variation in rate or carbon isotope composition of soil respiration in a boreal forest. Tree Physiology 27, 749-756.

Birch, H., 1958. The effect of soil drying on humus decomposition and nitrogen availability. Plant and soil 10, 9-31.

Blagodatskaya, E., Kuzyakov, Y., 2008. Mechanisms of real and apparent priming effects and their dependence on soil microbial biomass and community structure: critical review. Biology and Fertility of Soils 45, 115-131.

Blagodatsky, S., Blagodatskaya, E., Yuyukina, T., Kuzyakov, Y., 2010. Model of apparent and real priming effects: linking microbial activity with soil organic matter decomposition. Soil biology and biochemistry 42, 1275-1283.

Boli, Z., Bep, A., Roose, E., 1991. Enquête sur l'érosion en région cotonnière du Nord Cameroun. Bull. Réseau Erosion 11, 127- 138.

Bond□Lamberty, B., Wang, C., Gower, S.T., 2004. A global relationship between the heterotrophic and autotrophic components of soil respiration? Global Change Biology 10, 1756-1766.

Borken, W., Matzner, E., 2009. Reappraisal of drying and wetting effects on C and N mineralization and fluxes in soils. Global Change Biology 15, 808-824.

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

Bottner, P., 1985. Response of microbial biomass to alternate moist and dry conditions in a soil incubated with 14 C-and 15 N-labelled plant material. Soil Biology and Biochemistry 17, 329-337.

Brabant, P., Gavaud, M., 1985. Les sols et les ressources en terres du Nord-Cameroun (Provinces du Nord et de l'Extrême Nord) : cartes à : 1:500000 Feuille Nord : Maroua-Kousseri Feuille Sud : Garoua. ORSTOM, Paris.

Broadbent, F., Nakashima, T., 1974. Mineralization of carbon and nitrogen in soil amended with carbon-13 and nitrogen-15 labeled plant material. Soil Science Society of America Journal 38, 313-315.

Buchmann, N., 2000. Biotic and abiotic factors controlling soil respiration rates in Picea abies stands. Soil Biology and Biochemistry 32, 1625-1635.

Butterly, C., Bünemann, E., McNeill, A.M., Baldock, J.A., Marschner, P., 2009. Carbon pulses but not phosphorus pulses are related to decreases in microbial biomass during repeated drying and rewetting of soils. Soil Biology and Biochemistry 41, 1406-1416.

Cabrera, M., 1993. Modeling the flush of nitrogen mineralization caused by drying and rewetting soils. Soil Science Society of America Journal 57, 63-66.

Calvet, R., 2003. Le sol-Propriétés et fonctions, Tome 2-Phénomènes physiques et chimiques. Applications agronomiques et environnementales.(Eds) France Agricole, Paris, 1-53.

Cambardella, C., Moorman, T., Parkin, T., Karlen, D., Novak, J., Turco, R., Konopka, A., 1994. Field-scale variability of soil properties in central Iowa soils. Soil Science Society of America Journal 58, 1501-1511.

Chatskikh, D., Olesen, J.E., Hansen, E.M., Elsgaard, L., Petersen, B.M., 2008. Effects of reduced tillage on net greenhouse gas fluxes from loamy sand soil under winter crops in Denmark. Agriculture, Ecosystems & Environment 128, 117-126.

Chen, X., Hutley, L.B., Eamus, D., 2003. Carbon balance of a tropical savanna of northern Australia. Oecologia 137, 405-416.

Cheng, W., 1999. Rhizosphere feedbacks in elevated CO_2. Tree physiology 19, 313-320.

Chevallier, T., Blanchart, E., Albrecht, A., Feller, C., Bernoux, M., 2006. Impact of pasture establishment on CO_2 emissions from a Vertisol: Consequences for soil C sequestration (Martinique, West Indies). Canadian journal of soil science 86, 779-782.

Chigineva, N.I., Aleksandrova, A.V., Tiunov, A.V., 2009. The addition of labile carbon alters litter fungal communities and decreases litter decomposition rates. Applied Soil Ecology 42, 264-270.

Clein, J.S., Schimel, J.P., 1994. Reduction in microbial activity in Birch litter due to drying and rewetting event. Soil Biology and Biochemistry 26, 403-406.

Cleveland, C.C., Neff, J.C., Townsend, A.R., Hood, E., 2004. Composition, dynamics, and fate of leached dissolved organic matter in terrestrial ecosystems: results from a decomposition experiment. Ecosystems 7, 175-285.

Daufresne, T., Loreau, M., 2001. Ecological stoichiometry, primary producer-decomposer interactions, and ecosystem persistence. Ecology 82, 3069-3082.

Davidson, E., Savage, K., Verchot, L., Navarro, R., 2002. Minimizing artifacts and biases in chamber-based measurements of soil respiration. Agricultural and Forest Meteorology 113, 21-37.

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

Davidson, E.A., Janssens, I.A., 2006. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. Nature 440, 165-173.

Davidson, E.A., Verchot, L.V., Cattânio, J.H., Ackerman, I.L., Carvalho, J., 2000. Effects of soil water content on soil respiration in forests and cattle pastures of eastern Amazonia. Biogeochemistry 48, 53-69.

Deen, W., Kataki, P., 2003. Carbon sequestration in a long-term conventional versus conservation tillage experiment. Soil and Tillage Research 74, 143-150.

Degens, B., Sparling, G., 1995. Repeated wet-dry cycles do not accelerate the mineralization of organic C involved in the macro-aggregation of a sandy loam soil. Plant and Soil 175, 197-203.

Denef, K., Six, J., Bossuyt, H., Frey, S.D., Elliott, E.T., Merckx, R., Paustian, K., 2001. Influence of dry–wet cycles on the interrelationship between aggregate, particulate organic matter, and microbial community dynamics. Soil Biology and Biochemistry 33, 1599-1611.

Ekblad, A., Nordgren, A., 2002. Is growth of soil microorganisms in boreal forests limited by carbon or nitrogen availability? Plant and Soil 242, 115-122.

Epron, D., Nouvellon, Y., Deleporte, P., Ifo, S., Kazotti, G., Thongo M'Bou, A., Mouvondy, W., Andre, L.S., Roupsard, O., Jourdan, C., 2006. Soil carbon balance in a clonal Eucalyptus plantation in Congo: effects of logging on carbon inputs and soil CO_2 efflux. Global Change Biology 12, 1021-1031.

Fang, C., Moncrieff, J.B., Gholz, H.L., Clark, K.L., 1998. Soil CO_2 efflux and its spatial variation in a Florida slash pine plantation. Plant and soil 205, 135-146.

FAO, 2006. World reference base for soil resources 2006: A framework for international classification, correlation and communication. FAO, Rome. p.408.

FAO., 2005. L'irrigation en Afrique en chiffres. Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture, FAO, Rome. p.350.

Feller, C., 1995. La matière organique du sol et la recherche d'indicateurs de la durabilité des systèmes de culture dans les régions tropicales semi-arides et subhumides d'Afrique de l'Ouest.

Feller, C., Milleville, P., 1977. Evolution des sols de défriche récente dans la région des terres neuves (Sénégal Oriental). Cahier ORSTOM, Série Biologie 12, 199-211.

Fernandes, S.A.P., Bernoux, M., Cerri, C.C., Feigl, B.J., Piccolo, M.C., 2002. Seasonal variation of soil chemical properties and CO_2 and CH4 fluxes in unfertilized and P-fertilized pastures in an Ultisol of the Brazilian Amazon. Geoderma 107, 227-241.

Fierer, N., Schimel, J.P., 2002. Effects of drying–rewetting frequency on soil carbon and nitrogen transformations. Soil Biology and Biochemistry 34, 777-787.

Fierer, N., Schimel, J.P., 2003. A proposed mechanism for the pulse in carbon dioxide production commonly observed following the rapid rewetting of a dry soil. Soil Science Society of America Journal 67, 798-805.

Fontaine, S., Bardoux, G., Benest, D., Verdier, B., Mariotti, A., Abbadie, L., 2004. Mechanisms of the priming effect in a savannah soil amended with cellulose. Soil Science Society of America Journal 68, 125-131.

Fontaine, S., Barot, S., Barré, P., Bdioui, N., Mary, B., Rumpel, C., 2007. Stability of organic carbon in deep soil layers controlled by fresh carbon supply. Nature 450, 277-280.

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

Franzluebbers, A., Haney, R., Honeycutt, C., Schomberg, H., Hons, F., 2000. Flush of carbon dioxide following rewetting of dried soil relates to active organic pools. Soil Science Society of America Journal 64, 613-623.

Franzluebbers, A.J., Haney, R.L., Honeycutt, C.W., Arshad, M., Schomberg, H.H., Hons, F.M., 2001. Climatic influences on active fractions of soil organic matter. Soil Biology and Biochemistry 33, 1103-1111.

Franzluebbers, K., Weaver, R., Juo, A., Franzluebbers, A., 1994. Carbon and nitrogen mineralization from cowpea plants part decomposing in moist and in repeatedly dried and wetted soil. Soil Biology and Biochemistry 26, 1379-1387.

Garcia-Montiel, D.C., Melillo, J.M., Steudler, P.A., Tian, H., Neill, C., Kicklighter, D.W., Feigl, B., Piccolo, M., Cerri, C.C., 2004. Emissions of N_2O and CO2 from terra firme forests in Rondônia, Brazil. Ecological Applications 14, 214-220.

GIEC, 2013. Climate chnage 2013: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, USA, p.1535.

Giller, K.E., Witter, E., Corbeels, M., Tittonell, P., 2009. Conservation agriculture and smallholder farming in Africa: The heretics' view. Field Crops Research 114, 23-34.

Gordon, H., Haygarth, P.M., Bardgett, R.D., 2008. Drying and rewetting effects on soil microbial community composition and nutrient leaching. Soil Biology and Biochemistry 40, 302-311.

Griffin, D., 1981. Water potential as a selective factor in the microbial ecology of soils. Water potential relations in soil microbiology, 141-151.

Guibert, H., Crétenet, M., Dureau, D., Fadoegnon, B., Fayalo, G., Kouassi Bredoumy, S., 2007. Organic manure imputs, crop productivity and carbon dynamics in sub-Saharan African soils. International Symposium Organic Matter Dynamics in Agro-Ecosystems, Poitiers, France, pp. 16-19.

Guibert, H., M'Biandoun, M., Olina, J., 2001. Impact de la fertilité des sols sur la production cotonnière au Nord-Cameroun. Communication au comité scientifique du PRASAC, 14-15.

Guo, X., Drury, C.F., Yang, X., Reynolds, W.D., Zhang, R., 2012. Impacts of wet–dry cycles and a range of constant water contents on carbon mineralization in soils under three cropping treatments. Soil Science Society of America Journal 76, 485-493.

Hamdi, S., Moyano, F., Sall, S., Bernoux, M., Chevallier, T., 2013. Synthesis analysis of the temperature sensitivity of soil respiration from laboratory studies in relation to incubation methods and soil conditions. Soil Biology and Biochemistry.

Hanson, P., Edwards, N., Garten, C., Andrews, J., 2000. Separating root and soil microbial contributions to soil respiration: a review of methods and observations. Biogeochemistry 48, 115-146.

Hanson, P., Wullschleger, S., Bohlman, S., Todd, D., 1993. Seasonal and topographic patterns of forest floor CO_2 efflux from an upland oak forest. Tree Physiology 13, 1-15.

Harmand, J.-M., Njiti, C.F., Bernhard-Reversat, F., Puig, H., 2004. Aboveground and belowground biomass, productivity and nutrient accumulation in tree improved fallows in the dry tropics of Cameroon. Forest ecology and management 188, 249-265.

Hentschel, K., Borken, W., Matzner, E., 2007. Leaching losses of inorganic N and DOC following repeated drying and wetting of a spruce forest soil. Plant and Soil 300, 21-34.

Hirano, T., 2005. Seasonal and diurnal variations in topsoil and subsoil respiration under snowpack in a temperate deciduous forest. Global Biogeochemical Cycles 19, GB2011.

Jager, G., Bruins, E., 1975. Effect of repeated drying at different temperatures on soil organic matter decomposition and characteristics, and on the soil microflora. Soil Biology and Biochemistry 7, 153-159.

Jego, G., 2008. Influence des activités agricoles sur la pollution nitrique des eaux souterraines. Analyse par modélisation des impacts des systèmes de grande culture sur les fuites de nitrate dans les plaines alluviales. Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier.

Jensen, L., Mueller, T., Tate, K., Ross, D., Magid, J., Nielsen, N., 1996. Soil surface CO_2 flux as an index of soil respiration in situ: A comparison of two chamber methods. Soil Biology and Biochemistry 28, 1297-1306.

Jia, B., Zhou, G., Wang, Y., Wang, F., Wang, X., 2006. Effects of temperature and soil water-content on soil respiration of grazed and ungrazed Leymus chinensis steppes, Inner Mongolia. Journal of Arid Environments 67, 60-76.

Kätterer, T., Reichstein, M., Andrén, O., Lomander, A., 1998. Temperature dependence of organic matter decomposition: a critical review using literature data analyzed with different models. Biology and Fertility of Soils 27, 258-262.

Kelliher, F., Ross, D., Law, B., Baldocchi, D., Rodda, N., 2004. Limitations to carbon mineralization in litter and mineral soil of young and old ponderosa pine forests. Forest Ecology and Management 191, 201-213.

Kiese, R., Butterbach-Bahl, K., 2002. N_2O and CO_2 emissions from three different tropical forest sites in the wet tropics of Queensland, Australia. Soil Biology and Biochemistry 34, 975-987.

Kintché, K., Guibert, H., Sogbedji, J., Lévêque, J., Tittonell, P., 2010. Carbon losses and primary productivity decline in savannah soils under cotton-cereal rotations in semiarid Togo. Plant and soil 336, 469-484.

Kirschbaum, M.U.F., 1995. The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic C storage. Soil Biology and Biochemistry 27, 753-760.

Kirschbaum, M.U.F., 2006. The temperature dependence of organic-matter decomposition—still a topic of debate. Soil Biology and Biochemistry 38, 2510-2518.

Kuzyakov, Y., 2010. Priming effects: interactions between living and dead organic matter. Soil Biology and Biochemistry 42, 1363-1371.

Kuzyakov, Y., Friedel, J., Stahr, K., 2000. Review of mechanisms and quantification of priming effects. Soil Biology and Biochemistry 32, 1485-1498.

La Scala, N., Lopes, A., Spokas, K., Bolonhezi, D., Archer, D., Reicosky, D., 2008. Short-term temporal changes of soil carbon losses after tillage described by a first-order decay model. Soil & tillage research 99, 108-118.

Lamade, E., Djegui, N., Leterme, P., 1996. Estimation of carbon allocation to the roots from soil respiration measurements of oil palm. Plant and soil 181, 329-339.

Larionova, A., Rozonova, L., Samoylov, T., 1989. Dynamics of gas exchange in the profile of a gray forest soil. Soviet soil science 3, 104-110.

Lefèvre, Y., Lévy, G., 2001. La forêt et sa culture sur sol à nappe temporaire. ENGREF.

Li, Z.G., Wang, X.J., Zhang, R.H., Zhang, J., Tian, C.Y., 2011. Contrasting diurnal variations in soil organic carbon decomposition and root respiration due to a hysteresis effect with soil temperature in a Gossypium s. (cotton) plantation. Plant and Soil 343, 347-355.

Liang, N., Nakadai, T., Hirano, T., Qu, L., Koike, T., Fujinuma, Y., Inoue, G., 2004. In situ comparison of four approaches to estimating soil CO_2 efflux in a northern larch (Larix kaempferi Sarg.) forest. Agricultural and Forest Meteorology 123, 97-117.

Liang, Y., Bai, C., Mu, L., Zhou, M., 2014. Soil respiration in cucumber field under crop rotation in solar greenhouse. Scientia Agricola 71, 337-341.

Liu, X., Wan, S., Su, B., Hui, D., Luo, Y., 2002. Response of soil CO_2 efflux to water manipulation in a tallgrass prairie ecosystem. Plant and Soil 240, 213-223.

Longdoz, B., Yernaux, M., Aubinet, M., 2000. Soil CO_2 efflux measurements in a mixed forest: impact of chamber disturbances, spatial variability and seasonal evolution. Global Change Biology 6, 907-917.

Lundquist, E., Jackson, L., Scow, K., 1999a. Wet–dry cycles affect dissolved organic carbon in two California agricultural soils. Soil Biology and Biochemistry 31, 1031-1038.

Lundquist, E., Scow, K., Jackson, L., Uesugi, S., Johnson, C., 1999b. Rapid response of soil microbial communities from conventional, low input, and organic farming systems to a wet/dry cycle. Soil Biology and Biochemistry 31, 1661-1675.

Luo, Y., Zhou, X., 2006. Soil respiration and the environment. Academic press.

Machinet, G.E., Bertrand, I., Chabbert, B., Watteau, F., Villemin, G., Recous, S., 2009. Soil biodegradation of maize root residues: Interaction between chemical characteristics and the presence of colonizing micro-organisms. Soil Biology and Biochemistry 41, 1253-1261.

Magid, J., Kjærgaard, C., Gorissen, A., Kuikman, P., 1999. Drying and rewetting of a loamy sand soil did not increase the turnover of native organic matter, but retarded the decomposition of added 14C-labelled plant material. Soil Biology and Biochemistry 31, 595-602.

Mbetid-Bessane, E., 2002. Gestion des exploitations agricoles dans le processus de libéralisation de la filière cotonnière en Centrafrique. Toulouse, INPT.

Mbétid-Bessane, E., Havard, M., Djondang, K., 2006. Evolution des pratiques de gestion dans les exploitations agricoles familiales des savanes cotonnières d'Afrique centrale. Cahiers Agricultures 15, 555-561.

Mbetid-Bessane, E., Havard, M., Djondang, K., Kadekoy-Tigague, D., Folefack, D.P., Reoungal, D., Wey, J., 2010. Adaptation des exploitations agricoles familiales à la crise cotonnière en Afrique centrale. Savanes africaines en développement: innover pour durer. Cirad, p. 8 p.

Mbétid-Bessane, E., Havard, M., Leroy, J., 2003. Evolution des conditions de la production cotonnière en Afrique centrale et ses conséquences sur les stratégies paysannes. N'Djaména, PRASAC.

Mikha, M.M., Rice, C.W., Milliken, G.A., 2005. Carbon and nitrogen mineralization as affected by drying and wetting cycles. Soil Biology and Biochemistry 37, 339-347.

Mikola, J., Setälä, H., 1998. Productivity and trophic-level biomasses in a microbial-based soil food web. Oikos, 158-168.

Miller, A.E., Schimel, J.P., Meixner, T., Sickman, J.O., Melack, J.M., 2005. Episodic rewetting enhances carbon and nitrogen release from chaparral soils. Soil Biology and Biochemistry 37, 2195-2204.

Muhr, J., Franke, J., Borken, W., 2010. Drying–rewetting events reduce C and N losses from a Norway spruce forest floor. Soil Biology and Biochemistry 42, 1303-1312.

Muhr, J., Goldberg, S.D., Borken, W., Gebauer, G., 2008. Repeated drying–rewetting cycles and their effects on the emission of CO_2, N_2O, NO, and CH4 in a forest soil. J. Plant Nutr. Soil Sci. 171, 719-728.

Naudin, K., Gozé, E., Balarabe, O., Giller, K., Scopel, E., 2010. Impact of no tillage and mulching practices on cotton production in North Cameroon: A multi-locational on-farm assessment. Soil and Tillage Research 108, 68-76.

Ngao, J., Epron, D., Delpierre, N., Bréda, N., Granier, A., Longdoz, B., 2012. Spatial variability of soil CO_2 efflux linked to soil parameters and ecosystem characteristics in a temperate beech forest. Agricultural and forest meteorology 154, 136-146.

Paustian, K., Six, J., Elliott, E., Hunt, H., 2000. Management options for reducing CO_2 emissions from agricultural soils. Biogeochemistry 48, 147-163.

Peri, P., Bahamonde, H., Christiansen, R., 2015. Soil respiration in Patagonian semiarid grasslands under contrasting environmental and use conditions. Journal of Arid Environments 119, 1-8.

Pichot, J., 1981. Evolution de la fertilité d'un sol ferrugineux tropical sous l'influence de fumures minérales et organiques. L'agronomie tropicale 36, 122-133.

Pieri, C., 1989. Fertilité des terres de savanes, Ministère de la Cooperation et CIRAD-IRAT.

Pietikäinen, J., Pettersson, M., Bååth, E., 2005. Comparison of temperature effects on soil respiration and bacterial and fungal growth rates. FEMS Microbiology Ecology 52, 49-58.

Priemé, A., Christensen, S., 2001. Natural perturbations, drying–wetting and freezing–thawing cycles, and the emission of nitrous oxide, carbon dioxide and methane from farmed organic soils. Soil Biology and Biochemistry 33, 2083-2091.

Pulleman, M., Tietema, A., 1999. Microbial C and N transformations during drying and rewetting of coniferous forest floor material. Soil Biology and Biochemistry 31, 275-285.

Rayment, M., Jarvis, P., 2000. Temporal and spatial variation of soil CO_2 efflux in a Canadian boreal forest. Soil Biology and Biochemistry 32, 35-45.

Roussel, O., Bourmeau, E., Walter, C., 2001. Evaluation du déficit en matière organique des sols français et des besoins potentiels en amendements organiques. Etude et gestion des sols 8, 67-81.

Ryan, M.G., Law, B.E., 2005. Interpreting, measuring, and modeling soil respiration. Biogeochemistry 73, 3-27.

Schimel, D.S., 1995. Terrestrial ecosystems and the carbon cycle. Global change biology 1, 77-91.

Schimel, J.P., Gulledge, J.M., Clein-Curley, J.S., Lindstrom, J.E., Braddock, J.F., 1999. Moisture effects on microbial activity and community structure in decomposing birch litter in the Alaskan taiga. Soil Biology and Biochemistry 31, 831-838.

Schlesinger, W.H., Andrews, J.A., 2000. Soil respiration and the global carbon cycle. Biogeochemistry 48, 7-20.

Schwinning, S., Sala, O.E., Loik, M.E., Ehleringer, J.R., 2004. Thresholds, memory, and seasonality: understanding pulse dynamics in arid/semi-arid ecosystems. Oecologia 141, 191-193.

Scopel, E., Findeling, A., Guerra, E.C., Corbeels, M., 2005. Impact of direct sowing mulch-based cropping systems on soil carbon, soil erosion and maize yield. Agronomy for sustainable development 25, 425-432.

Seguy, L., 2009. Manuel pratique du semis direct à Madagascar- volume 1, chapitre 1 : principes et fonctionnements des écosystèmes cultivés en semis direct sur couverture végétal permanente. 15-38.

Seneviratne, R., Wild, A., 1985. Effect of mild drying on the mineralization of soil nitrogen. Plant and Soil 84, 175-179.

Shi, A., Marschner, P., 2014. Drying and rewetting frequency influences cumulative respiration and its distribution over time in two soils with contrasting management. Soil Biology and Biochemistry 72, 172-179.

Shi, A., Yan, N., Marschner, P., 2015. Cumulative respiration in two drying and rewetting cycles depends on the number and distribution of moist days. Geoderma 243, 168-174.

Shi, P.L., Zhang, X.Z., Zhong, Z.M., Ouyang, H., 2006. Diurnal and seasonal variability of soil CO_2 efflux in a cropland ecosystem on the Tibetan Plateau. Agricultural and Forest Meteorology 137, 220-233.

Siband, P., 1974. Evolution des caractères et de la fertilité d'un sol rouge de Casamance. Agron Trop Paris.

Šimůnek, J., Suarez, D.L., 1993. Modeling of carbon dioxide transport and production in soil 1. Model development.

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

Six, J., Feller, C., Denef, K., Ogle, S.M., de Moraes Sa, J.C., Albrecht, A., 2002. Soil organic matter, biota and aggregation in temperate and tropical soils--Effects of no-tillage. Agronomie-Sciences des Productions Vegetales et de l'Environnement 22, 755-776.

SODECOTON, 2004. Société de Développement du Coton au Cameroun. Rapport annuel. Garoua, Cameroun, p. 68.

Sommers, L., Gilmour, C., Wildung, R., Beck, S., 1981. The effect of water potential on decomposition processes in soils. Water potential relations in soil microbiology. Soil Science Society of America Madison, pp. 97-117.

Sørensen, L.H., 1974. Rate of decomposition of organic matter in soil as influenced by repeated air drying-rewetting and repeated additions of organic material. Soil Biology and Biochemistry 6, 287-292.

Sotta, E., Doff , Meir, P., Malhi, Y., Hodnett, M., Grace, J., 2004. Soil CO_2 efflux in a tropical forest in the central Amazon. Global Change Biology 10, 601-617.

Staben, M., Bezdicek, D., Fauci, M., Smith, J., 1997. Assessment of soil quality in conservation reserve program and wheat-fallow soils. Soil Science Society of America Journal 61, 124-130.

Stepniewski, W., 1985. Soil aeration and its role for plants. CRC Press, Inc.

Subke, J.A., Reichstein, M., Tenhunen, J.D., 2003. Explaining temporal variation in soil CO_2 efflux in a mature spruce forest in Southern Germany. Soil Biology and Biochemistry 35, 1467-1483.

Swift, M., Woomer, P., 1993. Organic matter and the sustainability of agricultural systems: definition and measurement.

Teixeira, D.D.B., Bicalho, E.d.S., Panosso, A.R., Cerri, C.E.P., Pereira, G.T., Júnior, S., La, N., 2013. Spatial variability of soil CO_2 emission in a sugarcane area characterized by secondary information. Scientia Agricola 70, 195-203.

Thierron, V., Laudelout, H., 1996. Contribution of root respiration to total CO_2 efflux from the soil of a deciduous forest. Canadian Journal of Forest Research 26, 1142-1148.

Tuomi, M., Vanhala, P., Karhu, K., Fritze, H., Liski, J., 2008. Heterotrophic soil respiration—comparison of different models describing its temperature dependence. Ecological Modelling 211, 182-190.

Van Gestel, M., Ladd, J., Amato, M., 1991. Carbon and nitrogen mineralization from two soils of contrasting texture and microaggregate stability: influence of sequential fumigation, drying and storage. Soil Biology and Biochemistry 23, 313-322.

Van Gestel, M., Ladd, J., Amato, M., 1992. Microbial biomass responses to seasonal change and imposed drying regimes at increasing depths of undisturbed topsoil profiles. Soil Biology and Biochemistry 24, 103-111.

Van Gestel, M., Merckx, R., Vlassak, K., 1993. Microbial biomass and activity in soils with fluctuating water contents. Geoderma 56, 617-626.

Van Veen, J., Ladd, J., Amato, M., 1985. Turnover of carbon and nitrogen through the microbial biomass in a sandy loam and a clay soil incubated with [14 C (U)] glucose and [15 N](NH 4) 2 SO 4 under different moisture regimes. Soil Biology and Biochemistry 17, 747-756.

Wang, M., Xingtu, L., Jitao, Z., Xiujun, L., Guodong, W., Xiaoyu, L., Xinrui, L., 2014. Diurnal and seasonal dynamics of soil respiration at temperate Leymus Chinensis meadow steppes in western Songnen Plain, China. Chinese Geographical Science 24, 287-296.

Widen, B., Majdi, H., 2001. Soil CO_2 efflux and root respiration at three sites in a mixed pine and spruce forest: seasonal and diurnal variation. Canadian Journal of Forest Research 31, 786-796.

Williams, M.A., Rice, C.W., 2007. Seven years of enhanced water availability influences the physiological, structural, and functional attributes of a soil microbial community. Applied Soil Ecology 35, 535-545.

Wu, J., Brookes, P., 2005. The proportional mineralisation of microbial biomass and organic matter caused by air-drying and rewetting of a grassland soil. Soil Biology and Biochemistry 37, 507-515.

Wu, J., Brookes, P., Jenkinson, D., 1993. Formation and destruction of microbial biomass during the decomposition of glucose and ryegrass in soil. Soil Biology and Biochemistry 25, 1435-1441.

Xiang, S.-R., Doyle, A., Holden, P.A., Schimel, J.P., 2008. Drying and rewetting effects on C and N mineralization and microbial activity in surface and subsurface California grassland soils. Soil Biology and Biochemistry 40, 2281-2289.

Xu, M., Qi, Y., 2001. Soil-surface CO_2 efflux and its spatial and temporal variations in a young ponderosa pine plantation in northern California. Global Change Biology 7, 667-677.

Yemadje, P.L., Guibert, H., Blavet, D., Olina, J.-P., Chevallier, T., Deleporte, P., Bernoux, M., 2015. 24-h variation in soil respiration after a long dry season in a Sudano-Sahelian region. Scientia Agricola 72, 452-458.

Yu, Z., Wang, G., Marschner, P., 2014. Drying and rewetting–Effect of frequency of cycles and length of moist period on soil respiration and microbial biomass. European Journal of Soil Biology 62, 132-137.

Zhang, L., Chen, Y., Zhao, R., Li, W., 2010. Significance of temperature and soil water content on soil respiration in three desert ecosystems in Northwest China. Journal of Arid Environments 74, 1200-1211.

Rapport-Gratuit.com

Annexes

Annexe 1 : Abondance, teneur en carbone et azote de la paille marqué

Echantillon	Abondance %	C %	N %	C/N
1	10,28	41,50	1,20	34,46
2	10,28	41,42	1,18	35,00
3	10,27	41,92	1,22	34,28
4	10,28	42,03	1,21	34,73
5	10,27	40,59	1,22	33,27
6	10,26	41,62	1,21	34,29
7	10,26	43,77	1,22	35,75
8	10,28	41,01	1,20	34,11
9	10,28	41,32	1,21	34,13
10	10,27	41,67	1,23	33,88
Moyenne	10,27	41,69	1,21	34,39
Ecart-type	0,01	0,80	0,01	0,67
CV%	0,08	1,92	1,05	1,94

Annexe 2 : Analyse des teneurs en carbone et azote des trois échantillons de sols

Echantillon	Matière organique (%)	Carbone organique (%)	Azote total (‰)	C/N
1	1,73	1,00	0,82	12,20
2	1,92	1,11	0,91	12,31
3	2,08	1,21	0,99	12,13

Annexe 3 : Granulométrie des échantillons de sols

Echantillon	Argiles (%)	Limons fins (%)	Limons grossiers (%)	Sables fins (%)	Sables grossiers (%)
1	13,70	14,30	14,30	20,70	36,90
2	11,90	12,80	13,50	18,20	43,50
3	14,00	13,70	14,70	20,70	36,80
Moyenne	13,20	13,60	14,17	19,87	39,07
Ecart type	1,14	0,75	0,61	1,44	3,84

Annexe 4 : Stock de carbone des différentes parcelles

Parcelle	Traitement	Système	Matière organique (%)	Carbone organique (%)	Azote total (‰)	C/N	Profondeur (cm)	Densité (g/ cm^3)	Stock de Carbone (tC/ha)
P1	Sol sec	Sol nu	1,88	1,09	0,76	14,38	10	1,313	**14,31**
P2	Maintenu humide	Sol nu	1,71	0,99	0,82	12,10	10	1,213	**12,01**
P3	Sol ré-humecté	Sol nu	0,74	0,43	0,28	15,48	10	1,576	**6,78**
P4	Sol maintenu humide	Sol nu	1,75	1,01	0,76	13,30	10	1,345	**13,58**
P5	Sol sec	Sol nu	1,93	1,12	0,85	13,23	10	1,313	**14,71**
P6	Sol ré-humecté	Sol nu	2,14	1,24	1,07	11,61	10	1,535	**19,03**
P7	Sol sec	Sol nu	2,84	1,65	1,33	12,42	10	1,341	**22,12**
P8	Sol ré-humecté	Sol nu	1,99	1,15	0,92	12,49	10	1,585	**18,23**
P9	Sol maintenu humide	Sol nu	1,35	0,78	0,56	13,88	10	1,225	**9,56**
P10	Sol ré-humecté	Sol paille	1,03	0,60	0,42	14,04	10	1,422	**8,53**
P11	Sol maintenu humide	Sol paille	1,50	0,87	0,69	12,66	10	1,444	**12,57**
P12	Sol ré-humecté	Sol paille	1,36	0,79	0,70	11,33	10	1,448	**11,44**
P13	Sol maintenu humide	Sol paille	1,63	0,94	0,69	13,69	10	1,342	**12,61**
P14	Sol sec	Sol paille	2,14	1,24	1,07	11,61	10	1,393	**17,27**
P15	Sol ré-humecté	Sol paille	0,70	0,41	0,28	14,36	10	1,543	**6,33**
P16	Sol sec	Sol paille	1,16	0,67	0,44	15,32	10	1,300	**8,71**
P17	Sol ré-humecté	Sol paille	0,76	0,44	0,34	12,77	10	1,610	**7,08**
P18	Sol maintenu humide	Sol paille	0,90	0,52	0,36	14,33	10	1,501	**7,80**

Annexe 5 : Protocole expérimental

<u>Objectif : Déterminer l'influence des cycles humectation-dessiccation sur la minéralisation du C sur deux sols avec ou sans apport de la paille</u>

2 modalités de sol : Sol paillé (ajout de la paille marqué ^{13}C) et non paillé. Il s'agit de la paille de riz uniformément enrichie au ^{13}C à 10,27 ± 0,01%.

-3 répétitions de la même parcelle (10x10m) du dispositif de l'essai de terrain sur le traitement sans eau x 3 répétitions de laboratoire =9 échantillons

<u>Hypothèse</u> 1: La fréquence des cycles humectation/dessiccation influence la minéralisation de carbone

5 cycles humectation/dessiccation seront mis en œuvre au cours de la durée de l'expérience (70 jours). Chaque cycle contient deux périodes, 7 jours de dessiccation, suivis par 7 jours d'humectation à 28°C.

-2 traitements à savoir :

- Sol maintenu à une teneur en humidité constante sur la durée de l'expérience (9 échantillons)

- Sol avec 5 cycles humectation/dessiccation à savoir 6 jours d'humectation et 6 jours de dessiccation (9 échantillons)

<u>Hypothèse</u> 2: La minéralisation de carbone dans les sols soumis à des cycles humectation/dessiccation est influencée par la couverture du sol (Paille)

-4 traitements à savoir :

- Sol paillé maintenu humide constamment sur la durée de l'expérience (9 échantillons),

- Sol paillé avec 5 cycles humectation/dessiccation à savoir 7 jours d'humectation et 7 jours de dessiccation (9 échantillons)

- Sol non paillé maintenu humide constamment sur la durée de l'expérience (9 échantillons),

- Sol non paillé avec 5 cycles humectation/dessiccation à savoir 7 jours d'humectation et 7 jours de dessiccation (9 échantillons)

Détermination de l'azote minéral en sacrifiant les échantillons

Nous allons suivre la dynamique de l'azote au cours du temps. L'azote minéral sera mesuré sur les quatre traitements, en sacrifiant les échantillons au début des incubations, au 4ième, 28ième, 56 ième et 70 ième jour. L'azote minéral sera déterminé par extraction de 2 g de sol avec 20 ml d'1 M de KCl et agité pendant 1 h à 300 tour/mn sur un agitateur orbital. Le surnageant sera filtré à travers un papier filtre et stocké à 4°C jusqu'à l'analyse de NH4-N (méthode de diffusion) et NO3-N sur un auto-analyseur.

Dosage du CO_2 au gaz

Le CO_2 sera dosé au gaz dans tous les traitements, chaque 7 jours à la fin de chaque période d'humectation ou de dessiccation, 4 jours après le début des incubations, le premier et quatrième jour après ajout supplémentaire de la paille.

Quantité de sols nécessaire par échantillon

10g de sol par bocal soit 390g par échantillon de terrain.

Nombre de bocaux

-72 bocaux+5 blancs=77 bocaux

Paille ajoutée au début de la manip

Les résidus de paille seront séchés à 60°C pendant 24 heures et finement broyés à 2 mm. L'ajout de la paille se fera 4 jours avant le début de l'expérience (30 juin). Les échantillons de sols seront mélangés avec les résidus de paille. La quantité de paille ajoutée correspond à la quantité de paille apportée sur le terrain soit 2 **mg paille/g sol** (calculé à partir des quantités de biomasse en moyennes de 3,5 t.ha^{-1}, apportées sur des parcelles paysannes au Nord Cameroun, Naudin et *al* 2010).

Poids des échantillons de sol

Les sols soumis à des cycles humectation-dessiccation ou non seront pesés avant chaque série de mesure de respiration afin de suivre l'évolution de l'humidité du sol.

Humectation

A la fin de chaque période de dessiccation, une quantité prédéterminée d'eau déminéralisée sera ajoutée au milieu de l'échantillon de sol. Nous allons réhumecter chaque 7 jours, à l'aide d'une seringue. Les échantillons maintenus en humidité constante seront humectés tous les 7 jours.

Dessiccation

Après l'humectation, nous allons ajouter 10g de silicagel chaque 7 jours. Le silicagel sera changé à la fin de chaque période de dessiccation.

Pré incubation

Une phase de pré incubation de trois jours, à 28°C sera réalisée avant le début des incubations.

Annexe 6 : Tableau de conversion µmol.m^{-2}.s^{-1} en tC.ha^{-1}

	Sol non paillé			Sol paillé		
Jours	Sol maintenu sec	Sol maintenu humide	Sols soumis à des cycles humectation-dessiccation	Sol maintenu sec	Sol maintenu humide	Sols soumis à des cycles humectation-dessiccation
1	0,91	11,45	7,64	1,29	17,89	9,31
2	0,97	7,63	6,01	1,31	13,32	11,16
3	0,90	10,99	6,51	1,32	7,41	5,42
4	1,13	5,69	2,96	1,29	6,13	5,29
5	1,07	1,52	2,57	1,29	4,31	3,88
6	1,15	2,23	2,14	1,24	5,08	3,21
7	1,13	1,74	1,90	1,28	3,48	2,59
8	1,12	1,24	1,65	1,32	1,88	1,96
9	1,05	1,28	1,49	1,28	2,25	1,74
10	0,98	1,32	1,32	1,24	2,61	1,53
11	1,20	1,41	3,47	1,30	3,69	5,99
12	1,15	1,44	3,29	1,30	2,79	6,14
13	1,11	1,46	3,11	1,31	1,90	6,30
14	1,10	1,70	2,72	1,27	2,53	5,58
15	1,09	1,95	2,33	1,22	3,17	4,87
16	1,02	3,74	2,32	1,32	3,43	2,54
17	1,00	3,93	2,07	1,31	4,10	2,54
18	0,98	4,11	1,83	1,30	4,76	2,55
19	0,97	2,71	1,70	1,29	2,86	2,43
20	0,96	1,31	1,56	1,28	0,96	2,30
21	1,10	0,85	2,66	1,32	1,92	2,90
22	1,08	1,28	3,49	1,31	2,02	3,16
23	1,05	1,71	4,32	1,30	2,13	3,43
24	1,04	1,48	3,71	1,29	2,08	2,92
25	1,04	1,25	3,10	1,27	2,03	2,41
26	1,08	2,70	2,01	1,21	1,53	2,45
27	1,01	2,17	2,01	1,21	1,77	2,67
28	0,93	1,65	2,00	1,21	2,02	2,90
29	0,95	1,30	1,92	1,18	1,66	2,57
30	0,97	0,94	1,85	1,16	1,31	2,25
31	1,05	0,95	2,82	1,18	1,44	3,26
32	1,06	1,71	2,69	1,18	2,10	3,75
33	1,08	2,47	2,55	1,18	2,75	4,24
34	1,00	2,38	2,80	1,19	3,25	3,21
35	0,93	2,28	3,04	1,20	3,75	2,18
36	1,02	3,09	2,04	1,15	1,51	2,16
37	0,99	2,41	1,87	1,16	2,30	1,94
38	0,95	1,74	1,71	1,17	3,08	1,72

39	0,98	1,92	1,63	1,15	3,32	1,71
40	1,00	2,11	1,55	1,12	3,56	1,70
41	1,02	2,87	3,30	1,16	1,78	2,71
42	1,05	4,13	3,38	1,13	2,09	3,04
43	1,09	5,39	3,45	1,10	2,40	3,37
44	1,02	3,59	2,86	1,10	2,69	2,67
45	0,96	1,78	2,28	1,11	2,98	1,96
46	1,04	3,45	1,68	1,07	1,99	1,90
47	1,01	4,33	1,73	1,07	2,37	1,82
48	1,01	4,33	1,73	1,07	2,37	1,82
49	0,98	5,21	1,78	1,07	2,74	1,74
50	0,98	5,21	1,78	1,07	2,74	1,74
Moyenne ($\mu mol.m^{-2}.s^{-}$)	1,03	2,91	2,65	1,22	3,28	3,27
Cumul ($\mu mol.m^{-2}.s^{-}$)	51,47	145,56	132,31	60,84	164,21	163,61
Cumul ($g.m^{-2}$)	53,37	150,92	137,18	63,07	170,26	169,64
Cumul ($tC.ha^{-1}$)	0,53	1,51	1,37	0,63	1,70	1,70

Avec Cumul ($\mu mol.m^{-2}.s^{-}$) = Moyenne ($\mu mol.m^{-2}.s^{-}$) x 50

Cumul ($g.m^{-2}$) = Cumul ($\mu mol.m^{-2}.s^{-}$) x 24 x 3600 x 12 x 10^{-6}

Cumul ($tC.ha^{-1}$) = Cumul ($g.m^{-2}$)/100

Annexe 7 : Calcul du *Priming effect*

Echantillon	CO_2 (Sol avec paille) µg C-CO_2 g^{-1} sol	CO_2 (Sol sans paille) µg C-CO_2 g^{-1} sol	CO_2 (Paille) µg C-CO_2 g^{-1} sol	Priming (µg C-CO_2 g^{-1} sol)
1	288,49	75,73	203,27	9,49
2	285,69	75,73	201,70	8,26
3	309,79	75,73	217,06	17,00
4	303,98	75,73	215,82	12,44
5	351,41	75,73	258,39	17,29
6	351,66	75,73	259,70	16,22
7	307,48	58,98	230,62	17,88
8	324,95	58,98	243,44	22,53
9	334,95	58,98	255,17	20,81
10	317,73	58,98	242,00	16,76
11	314,47	58,98	234,41	21,08
12	324,43	58,98	245,86	19,60
13	329,17	85,06	229,69	14,42
14	322,88	85,06	225,93	11,90
15	369,80	85,06	264,17	20,57
16	370,12	85,06	265,91	19,15
17	363,07	85,06	258,57	19,44
18	362,55	85,06	259,47	18,03
19	329,78	75,73	241,62	12,43
20	330,27	75,73	241,02	13,52
21	349,52	75,73	255,12	18,67
22	333,62	75,73	244,68	13,21
23	369,36	75,73	271,70	21,94
24	364,26	75,73	268,86	19,67
25	337,90	58,98	268,37	10,55
26	375,01	58,98	291,30	24,73
27	318,39	58,98	242,21	17,20
28	305,41	58,98	232,23	14,21
29	357,86	58,98	263,07	35,81
30	357,86	58,98	261,87	37,02
31	382,40	85,06	274,51	22,84
32	368,06	85,06	263,65	19,35
33	423,59	85,06	316,93	21,61
34	445,15	85,06	335,69	24,40
35	350,94	85,06	238,98	26,90
36	342,13	85,06	230,56	26,51

Priming effect = CO_2 (Sol avec ajout de paille) – CO_2 (Sol sans ajout de paille) – CO_2 (Paille)

Annexe 8 : Calcul des quantités de carbone minéralisées des échantillons de sols avec ajout de paille

Echantillon	CO_2 (Sol avec paille) mg C-CO_2	CO_2 Blanc (mg C-CO_2)	CO_2 sans Blanc (mg C-CO_2)	CO_2 (Sol avec paille) µg C-CO_2 g^{-1} sol
1	3,23	0,34	2,88	288,49
2	3,20	0,34	2,86	285,69
3	3,44	0,34	3,10	309,79
4	3,38	0,34	3,04	303,98
5	3,86	0,34	3,51	351,41
6	3,86	0,34	3,52	351,66
7	3,42	0,34	3,07	307,48
8	3,59	0,34	3,25	324,95
9	3,69	0,34	3,35	334,95
10	3,52	0,34	3,18	317,73
11	3,49	0,34	3,14	314,47
12	3,59	0,34	3,24	324,43
13	3,63	0,34	3,29	329,17
14	3,57	0,34	3,23	322,88
15	4,04	0,34	3,70	369,80
16	4,04	0,34	3,70	370,12
17	3,97	0,34	3,63	363,07
18	3,97	0,34	3,63	362,55
19	3,64	0,34	3,30	329,78
20	3,64	0,34	3,30	330,27
21	3,84	0,34	3,50	349,52
22	3,68	0,34	3,34	333,62
23	4,04	0,34	3,69	369,36
24	3,98	0,34	3,64	364,26
25	3,72	0,34	3,38	337,90
26	4,09	0,34	3,75	375,01
27	3,53	0,34	3,18	318,39
28	3,40	0,34	3,05	305,41
29	3,92	0,34	3,58	357,86
30	3,92	0,34	3,58	357,86
31	4,17	0,34	3,82	382,40
32	4,02	0,34	3,68	368,06
33	4,58	0,34	4,24	423,59
34	4,79	0,34	4,45	445,15
35	3,85	0,34	3,51	350,94
36	3,76	0,34	3,42	342,13

CO_2 sans Blanc (mg C-CO_2) = CO_2 (Sol avec paille) mg C-CO_2 – CO_2 Blanc (mg C-CO_2)

Les quantités de carbone minéralisées des échantillons de sols avec ajout de paille correspondent à 10 grammes de sol.

CO_2 (Sol avec paille) µg C-CO_2 g^{-1} sol = CO_2 sans Blanc (mg C-CO_2) x 100

Rapport-Gratuit.com

Annexe 9 : Calcul des quantités de carbone minéralisées provenant de la paille

Echantillon	CO_2 (Sol avec paille) mg C-CO_2	Abondance (%)	13C-CO_2 Sol avec paille (µg C-CO_2)	13C-CO_2 Blanc (µg C-CO_2)	13C-CO_2 sans blanc (µgC-CO_2g^{-1} sol)	13C-CO_2 sol sans paille (µg C-CO_2g^{-1} sol)	CO_2 (Paille) µg C-CO_2g^{-1} sol
1	3,23	6,84	220,85	3,90	21,69	0,81	203,27
2	3,20	6,85	219,24	3,90	21,53	0,81	201,70
3	3,44	6,83	235,02	3,90	23,11	0,81	217,06
4	3,38	6,91	233,74	3,90	22,98	0,81	215,82
5	3,86	7,20	277,48	3,90	27,36	0,81	258,39
6	3,86	7,23	278,83	3,90	27,49	0,81	259,70
7	3,42	7,24	247,25	3,90	24,33	0,64	230,62
8	3,59	7,25	260,41	3,90	25,65	0,64	243,44
9	3,69	7,38	272,46	3,90	26,86	0,64	255,17
10	3,52	7,36	258,93	3,90	25,50	0,64	242,00
11	3,49	7,20	251,13	3,90	24,72	0,64	234,41
12	3,59	7,33	262,90	3,90	25,90	0,64	245,86
13	3,63	6,85	249,01	3,90	24,51	0,91	229,69
14	3,57	6,87	245,15	3,90	24,12	0,91	225,93
15	4,04	7,04	284,43	3,90	28,05	0,91	264,17
16	4,04	7,08	286,22	3,90	28,23	0,91	265,91
17	3,97	7,02	278,68	3,90	27,48	0,91	258,57
18	3,97	7,05	279,60	3,90	27,57	0,91	259,47
19	3,64	7,15	260,25	3,90	25,63	0,81	241,62
20	3,64	7,12	259,63	3,90	25,57	0,81	241,02
21	3,84	7,14	274,12	3,90	27,02	0,81	255,12
22	3,68	7,16	263,39	3,90	25,95	0,81	244,68
23	4,04	7,22	291,15	3,90	28,72	0,81	271,70

24	3,98	7,23	288,24	3,90	28,43	0,81	268,86
25	3,72	7,69	286,03	3,90	28,21	0,64	268,37
26	4,09	7,57	309,58	3,90	30,57	0,64	291,30
27	3,53	7,35	259,15	3,90	25,52	0,64	242,21
28	3,40	7,33	248,89	3,90	24,50	0,64	232,23
29	3,92	7,16	280,58	3,90	27,67	0,64	263,07
30	3,92	7,13	279,35	3,90	27,54	0,64	261,87
31	4,17	7,08	295,05	3,90	29,11	0,91	274,51
32	4,02	7,06	283,89	3,90	28,00	0,91	263,65
33	4,58	7,40	338,63	3,90	33,47	0,91	316,93
34	4,79	7,47	357,91	3,90	35,40	0,91	335,69
35	3,85	6,71	258,55	3,90	25,46	0,91	238,98
36	3,76	6,64	249,90	3,90	24,60	0,91	230,56

13C-CO_2 Sol avec paille (µg C-CO_2) = (CO_2 (Sol avec paille) mg C-CO_2 x Abondance) x 10

13C-CO_2 sans blanc (µg C-$CO_2 g^{-1}$ sol) = (13C-CO_2 Sol avec paille (µg C-CO_2) – 13C-CO_2 Blanc (µg C-CO_2))/10

La paille de riz étant uniformément enrichie au ^{13}C à 10,27 ± 0,01%;

CO_2 (Paille) µg C-$CO_2 g^{-1}$ sol = (13C-CO_2 sans blanc (µg C-$CO_2 g^{-1}$ sol) – 13C-CO_2 sol sans paille (µg C-$CO_2 g^{-1}$ sol)) x100/10,2733.