

ÉCOLE DOCTORALE ÉNERGIE, MATÉRIAUX, SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

Laboratoire de Physique et Chimie de l'Environnement et de l'Espace

THÈSE présentée par : Benoît D'ANGELO

soutenue le : [XX mois en lettres 2015]

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université d'Orléans**

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers

[Titre de la thèse]

[Sous titre éventuel]

THÈSE dirigée par :

Christophe GUIMBAUD Co-directeur de recherche, LPC2E, Orléans
Fatima LAGGOUN Co-directeur de recherche, ISTIT, Orléans

RAPPORTEURS :

Prénom Nom Titre, établissement
Prénom Nom Titre, établissement

JURY:

Table des matières

Table des matières	iii
Liste des figures	vii
Liste des tableaux	ix
Remerciements	xi
Introduction	1
1 Synthèse Bibliographique	7
1.1 Les tourbières et le cycle du carbone	8
1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies	8
1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales	14
1.1.3 Les tourbières et les changements globaux	16
1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants	20
1.2.1 GES et Tourbières	20
1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières	21
1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux	24
1.2.4 Bilans de carbone	29
2 Sites d'études et méthodologies employées	33
2.1 Présentation de la tourbière de La Guette	34
2.2 Autres sites du service national d'observation	39
2.3 Mesures de flux	40
2.3.1 Présentation des méthodologies possibles	40
2.3.2 Les mesures de CO ₂	41
2.3.3 Les mesures de CH ₄	44
2.3.4 Le calcul des flux	45
2.4 Facteurs contrôlants	45
2.4.1 acquisitions automatisées	45
3 Bilan de C de la tourbière de La Guette	47
3.1 Introduction	48
3.2 Procédure expérimentale et analytique	49
3.2.1 Méthodes de mesures	49
3.2.2 Modélisation du bilan de C	51
3.3 Résultats	56
3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tourbière de La Guette	56
3.3.2 Sélection des modèles	61

3.3.3	Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle de l'écosystème	69
3.3.4	Variabilité spatiale du bilan	76
3.4	Discussion	78
3.4.1	Estimations des flux	78
3.4.2	Estimations des bilans	81
3.4.3	Sensibilité et limitations du bilan	81
3.4.4	Représentativité locale du modèle	82
3.4.5	Variation du bilan avec la végétation	82
3.4.6	perspectives	83
4	Effets de l'hydrologie sur les flux de GES	85
4.1	Introduction	86
4.2	Procédure expérimentale	87
4.2.1	Expérimentation A	88
4.2.2	Expérimentation B	88
4.2.3	traitement	89
4.3	Résultats	90
4.3.1	Expérimentation A	90
4.3.2	Expérimentation B	93
4.3.3	tendances générales	96
4.4	Discussion	96
4.4.1	Comparaison aux mesures <i>in-situ</i>	96
4.4.2	Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz	98
4.4.3	Effet cycles multiples	99
5	Variation journalière de la respiration de l'écosystème (article)	101
5.1	Introduction	103
5.1.1	Study sites	105
5.1.2	Data acquisition	105
5.1.3	Data synchronisation	106
5.1.4	Sensitivity of ER to temperature	106
5.1.5	Testing difference between daytime and nighttime ER sensitivity to temperature	107
5.1.6	Physico-chemical characterisation of the peat	107
5.2	Résultats	108
5.2.1	Température de l'air et variabilité de RE	108
5.2.2	Synchronisation RE et température du sol	109
5.2.3	Équations utilisées	110
5.2.4	Relation entre RE et la température	111
5.2.5	Évolution du Q10	112
5.2.6	Différence entre mesures de jour et de nuit	114
5.2.7	Caractérisation de la tourbe	114
5.3	Discussion	114
5.3.1	Différence de RE entre les différents sites	114
5.3.2	Temps de latence entre température et RE	118
5.3.3	La synchronisation entre RE et la température améliore la représentation de la sensibilité de RE à la température	119

5.3.4	Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit	120
5.3.5	La sensibilité du Q10 à la profondeur de la température et à la synchronisation	120
5.4	Conclusions	121
Conclusions et perspectives		123
5.5	Bilan du bilan (de C) ?	124
5.6	Résilience de la tourbe par rapport aux 2 années sèches qui précèdent le BdC	124
5.7	Ouverture vers d'autre méthodes de mesures	125
Références bibliographiques		136
Index		137
Annexes		139
A	Photos supplémentaires	140
B	protocole végétation	140
C	CARBODIV	143
D	package m70r	143

Liste des figures

1.1	Micro-topographie dans les tourbières. Modifié d'après Rydin et Jeglum (2013a)	11
1.2	Global distribution of peatlands	12
1.3	Processus de formation des tourbières, à gauche l'atterrissement et à droite la paludification. modifié d'après Manneville (1999)	13
1.4	Nombre de tourbières nouvellement formées pendant l'holocène. Modifié d'après (MacDonald <i>et al.</i> , 2006)	18
1.5	Projection des changements à l'horizon 2100, des moyennes et extrêmes annuels (sur terre) des températures de l'air et des précipitations : (a) température de surface moyenne par °C de changement global moyen, (b) 90 ^e percentile des températures journalières maximum par °C de changement de température moyenne maximale, (c) précipitations moyenne (en % par °C de changement de température moyenne) et (d) fraction de jours ayant des précipitations dépassant le 95 ^e percentile. Sources : (a) et (c) simulations CMIP5, scénario RCP4.5, (b) et (d) adaptation d'après Orlowsky et Seneviratne (2012)(IPCC2013).	19
1.6	Décroissance de la proportion de CO ₂ de l'atmosphère suite à une émission idéalisée de 100 PgC. les graphes (a) et (b) est une moyenne de modèles (Joos <i>et al.</i> , 2013), le graphe (c) est une moyenne d'autres modèles (Archer <i>et al.</i> , 2009). Modifié d'après (Ciais <i>et al.</i> , 2014).	21
1.7	schéma des flux de carbone entre une tourbière et l'atmosphère	22
1.8	Productivités moyennes des espèces de sphagnes en g m ⁻² an ⁻¹ . Les barres d'erreurs représentent l'erreur standard. Le nombre d'observation est indiqué par les nombres à l'intérieur des barres. Les espèces en orange sont celles rencontrées sur le site d'étude. modifié d'après Gunnarsson (2005)	26
2.1	Site d'études SNO	34
2.2	Carte de la tourbière de La Guette	35
2.3	Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure.	37
2.4	Évolution du niveau de la pluviométrie, en mm, des années 2011 à 2014	38
2.5	Évolution du niveau de la nappe, en cm par rapport à la surface, des années 2011 à 2014	38
2.6	Évolution de la température de l'air (en °C) des années 2011 à 2014	39
2.7	Mesures de CO ₂	42
2.8	SPIRIT	43
3.1	Répartition des 20 placettes de mesures suivant un échantillonnage aléatoire stratifié.	49
3.2	Cas idéaux de distribution des résidus (source ?)	54

3.3	Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinales, herbacées et arbustives)	55
3.4	Évolution du niveau de la nappe moyen des 20 embases mesuré pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	56
3.5	Évolution des températures de l'air (Tair) et du sol à -5, -30, -50 et -100 cm (T5, T30, T50 et T100 respectivement) moyenne mesurée lors des campagnes de terrain de mars 2013 à février 2015	57
3.6	Évolution de la conductivité pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	57
3.7	Évolution du pH pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	58
3.8	Évolution de la concentration en carbone organique dissous dans l'eau du sol pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	58
3.9	Évolution du niveau de PPB, RE et ENE pendant la période de mesure. Moyenne des 20 embases de mars 2013 à février 2015.	59
3.10	Évolution des flux de méthane moyen (N?) pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	61
3.11	Relations entre les flux de gaz et une sélection de facteurs contrôlant	62
3.12	PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.1	63
3.13	PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.3	65
3.14	RE modèles avec Tair	67
3.15	RE modèles avec Tair	68
3.16	CH ₄ modèle H	68
3.17	Flux de CO ₂ interpolé à partir de PPB-1 et PPB-2	71
3.18	Flux de CO ₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3	72
3.19	Flux de CO ₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3	72
3.20	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres des modèles RE-1 et RE-3	75
3.21	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2	76
3.22	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2	77
4.1	Prélèvement des mésocosmes	89
4.2	Schéma d'un mésocosme	90
4.3	Expérimentation A : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, CH ₄ , RE, PPB, ENE en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent à la phase de dessiccation (D) en rouge et à la phase de réhumectation (R) en bleu.	91
4.4	Expérimentation B : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, CH ₄ , RE, PPB, ENE en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent aux phases de dessiccation (D) en rouge et aux phases de réhumectation (R) en bleu.	94
4.5	Relations entre les flux de GES et le niveau de la nappe	97
5.1	Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).	109

5.2	Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT)	110
5.3	Profile of R ² and NRMSE, (RMSE, normalized by the mean), with depth, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT) using the exponential model.	113
5.4	Profile of Q ₁₀ with depth for synchronised (white) and non synchronised (black) data and exponential model in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).	115
5.5	Differences between daytime and nighttime measurements using 3 models : non-synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – NS), synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – S), and non-synchronised data at air temperature (Tair).	116
5.6	Comparaison entre les valeurs estimées par le modèle RE-1 et les mesures faites à haute fréquence sur le site du 30 juillet au 2 août 2013	124
7	Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure.	140
8	Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur	141
9	Scanne des feuilles	141
10	Calibration de la biomasse herbacées pour <i>molinia Caerulea</i> (a), pour <i>eriophorum</i> (b) et de la surface de feuille pour <i>molinia Caerulea</i> (c), pour <i>eriophorum</i> (d) en fonction de la hauteur	142

Liste des tableaux

1.1	Estimations des stocks de C pour différents environnements	15
1.2	Surface de tourbe utilisée selon les usages considérés (tourbières non-tropicale). Modifié d'après Joosten et Clarke (2002).	17
1.3	Vitesse apparente d'accumulation du carbon à long terme en $\text{gC m}^{-2} \text{s}^{-1}$	30
3.1	Valeur des paramètres des équations utilisées pour modéliser les flux et sensibilité relative (en %) des flux en réponse à une variation de $\pm 10\%$ de chacun des paramètres des modèles.	70
3.2	Bilan des flux en gCm2an1	73
3.3	Bilan des flux en gCm2an1	73
3.4	Sensibilité relative (en %) du bilan de CO ₂ (ENE) en réponse à une variation de $\pm 10\%$ de chacun des paramètres des modèles.	74
3.5	Bilan des flux de CO ₂ en gCm2an1, en utilisant PPB-2 et RE-3	77
4.1	Récapitulatif des mesures pour les deux expérimentations	89
5.1	R ² and NRMSE profile with depth for models using non-synchronised and synchronised data and for the three equations (linear : lin, exponential : exp, arrhenius : arr).	111
5.2	Peat chemical properties as a function of depth in cm : content (%) N, C, H, S, the total, retention and effective porosity, Φ_T , Φ_R , Φ_E respectively in $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, solid peat volumic fraction in $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ and the bulk density (Bd) in g.cm^{-3}	117

Remerciements

Fatima, Christophe, Sébastien Franck, Fabien Marielle Emélie, Étienne, Zi, Tianyi, Sarah, Paul, Xiaole, Guillaume Frédéric Stéphane Gilles Catherine, Catherine, Marie-Noëlle, Olivier

¹ Introduction

² Contexte général

³ En 1957, Charles David Keeling, scientifique américain, met au point et utilise
⁴ pour la première fois, un analyseur de gaz infra-rouge pour mesurer la concentration
⁵ de CO₂ de l'atmosphère sur l'île d'Hawaii, à Mauna Loa. La précision et la fréquence
⁶ importante de ses mesures lui permirent de voir pour la première fois les variations
⁷ journalière et saisonnière des concentrations en CO₂ atmosphérique, mais également à
⁸ plus long terme leur tendance haussière [Harris \(2010\)](#). Le CO₂ est un gaz à effet de serre
⁹ (GES) et son accumulation dans l'atmosphère... **force ? comparaison ? explication**
¹⁰ **effet de serre ?** Ce constat a probablement joué un rôle considérable dans la prise de
¹¹ conscience, par la communauté scientifique, de l'importance et de l'intérêt de l'étude du
¹² changement climatique et plus largement des changements globaux. Car si à l'époque
¹³ les concentration en CO₂ était inférieure à 320 ppm (partie par millions) elles ont
¹⁴ dépassées, au printemps 2014, la barre symbolique des 400 ppm selon un communiqué
¹⁵ de l'Organisation Météorologique Mondiale. Les concentrations pré-industrielles (avant
¹⁶ 1800) sont quand à elles généralement estimée à 280 ppm [Siegenthaler et Oeschger](#)
¹⁷ ([1987](#)).

¹⁸ Aujourd'hui, que ce soit pour le comprendre, le caractériser ou bien le prédire,
¹⁹ de nombreux **Combien ? cf fact sheet IPCC** scientifiques dans un grand nombre
²⁰ de disciplines, travaillent directement ou indirectement sur les changements globaux.
²¹ Ils sont nombreux également à collaborer au sein du Groupe d'experts Intergouver-
²² nemental sur l'Évolution du Climat (GIEC), qui rassemble, évalue et synthétise les
²³ connaissances internationales liée au sujet.

²⁴ De manière générale, parmi les flux de C mesurés entre la biosphère et l'atmosphère,
²⁵ la respiration et la photosynthèse sont les plus important, 98 et 123 PgC/yr pour le flux
²⁶ de respiration globale (+ les feux) et la photosynthèse respectivement [Bond-Lamberty](#)
²⁷ et [Thomson \(2010\)](#); [Beer et al. \(2010\)](#). Pour comparaison les flux liés à la production
²⁸ de ciment et aux ressources fossiles (charbon, pétrole et gaz) représentent 7.8 PgC/yr

29 Ciais *et al.* (2014).

30 Étroitement lié aux changements globaux, le cycle du carbone est particulièrement étudié, quels sont les réservoirs, quels sont les flux et comment vont-ils évoluer ?

32 **schéma ?**

33 Zones humides tourbières

34 historique des tourbières, généralités sur l'histoire des tourbières vis à vis des
35 hommes Sujets principaux qui ont menés à l'étude des tourbières jusqu'à nos jours
36 (Exploitation, effet de serre)

37 Pourquoi étudier les tourbières aujourd'hui ?

38 L'étude des tourbières se poursuit car, en plus de rendre de nombreux services éco-
39 logiques (épuration du sol, régulation des flux hydriques, biodiversité), elles constituent
40 un stock de carbone relativement important au regard de la surface qu'elle occupent.

41 Ainsi il est généralement admis que les tourbières contiennent un quart à un tiers
42 du carbone présent Chiffres (**surfaces...**) dans l'ensemble des terres émergées tandis
43 qu'elle ne constituent que 3 % des surfaces continentales (**Réf needed**). Ce ratio rela-
44 tivement important, correspond à un stock d'environ 455 Gt Gorham (1991); Turunen
45 *et al.* (2002) est à mettre perspective avec les autres stock du cycle du carbone. On
46 observe que ce stock est du même ordre de grandeur que celui de la végétation

47 En conséquence dans un contexte **d'augmentation des GES dans l'atm et de
48 réchauffement**, l'évolution de ce stock, sa pérennité ou sa remobilisation est un sujet
49 d'étude important. De plus cette importance n'est à ce jour pas prise en compte de
50 façon spécifique dans les modèles climatiques globaux.

51 En France les tourbières s'étendent sur environ 60 000 Ha ((**Réf needed**)).

52 Transition modèles

53 En octobre 2013 le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat
54 (GIEC) a publié le rapport du groupe de travail I qui travaille sur les aspects scientifique
55 physique du système et du changement climatique. S'il note que les connaissances ont
56 avancées, il note également que de nombreux processus ayant trait à la décomposition
57 du carbone sont toujours absents des modèles notamment en ce qui concerne le carbone

58 des zones humides boréales et tropicales et des tourbières. (Réf needed)

59 Objectif de la thèse et approche mise en oeuvre

60 L'objectif de ces travaux est donc de mieux comprendre la dynamique du carbone
61 au sein des tourbières. Tout d'abord en caractérisant la variabilité spatiale et temporelle
62 des flux de carbone à travers l'établissement de bilan de carbone. De déterminer quels
63 facteurs environnementaux contrôlent le fonctionnement comme puits ou source de
64 carbone de ces écosystèmes. Enfin construire, dans un esprit de synthèse et d'ouverture
65 et à l'aide des connaissances acquise, un modèle intégrateur permettant un lien avec
66 les modèles globaux et notamment ORCHIDE, afin que ces écosystèmes puissent être
67 pris en compte à cette échelle.

68 Pour atteindre ces objectifs, nos travaux ont été articulés autour de trois volets
69 **volet... t'as pas mieux ? Branche ? -_-**" principaux : Dans un premier temps,
70 l'**observation** régulière des flux de gaz (CO_2 et CH_4) ainsi que d'un certain nombre de
71 paramètres environnementaux servant à la caractérisation des variabilités spatiales et
72 temporelles, ainsi qu'à l'étude des facteurs contrôlant. Certains facteurs contrôlant qui
73 sont, dans un second temps, étudiés plus spécifiquement à travers un volet **expérimenta-**
74 **tion**. Ce dernier doit permettre une meilleure compréhension de processus clé avec
75 notamment l'impact de l'hydrologie. Enfin un troisième volet axé sur la **modélisation**,
76 avec le développement d'un modèle le plus mécaniste possible.

77 Cette thèse est structurée de la façon suivante : Le chapitre 1 est une synthèse
78 bibliographique, un état de l'art des connaissances liées au sujet. Les chapitres 2 et
79 3 rassemblent les travaux du volet observation, ils concernent respectivement le suivi
80 XX et le suivi YY Les chapitres 4 et 5 développent la partie expérimentale à travers
81 l'impact d'un assèchement et celui d'un rehaussement du niveau de l'eau. Le chapitre 6
82 concerne plus spécifiquement la modélisation, même si ce volet interviendra par ailleurs
83 de façon transverse dans les autres chapitres. Enfin une conclusions et des perspectives

⁸⁴ seront exposées.

⁸⁵ 1 Synthèse Bibliographique

⁸⁶

⁸⁷	1.1 Les tourbières et le cycle du carbone	8
⁸⁸	1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies	8
⁸⁹	1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales	14
⁹⁰	1.1.3 Les tourbières et les changements globaux	16
⁹¹	1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants	20
⁹²	1.2.1 GES et Tourbières	20
⁹³	1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières	21
⁹⁴	1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux	24
⁹⁵	1.2.4 Bilans de carbone	29
⁹⁶		
⁹⁷		
⁹⁸		

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

99 La première partie de ce chapitre traite des tourbières de façon générale : Que
100 sont ces écosystèmes ? Quelle terminologie y est associée ? Comment se forment-ils ?
101 Quelle est leur situation dans le monde d'aujourd'hui ? La seconde partie traite plus
102 spécifiquement des tourbières à travers le prisme des flux de carbone, principalement
103 gazeux. Quels sont les facteurs qui contrôlent ces flux ? Quels bilans de carbone pour
104 ces écosystèmes ?

105 1.1 Les tourbières et le cycle du carbone

106 Que se soit dans leurs définitions, leurs modes de formation, les tourbières sont
107 indissociables du cycle du carbone.

108 1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies

109 Définitions

110 Les tourbières font partie d'un ensemble d'écosystèmes plus large que l'on appelle les
111 zones humides. Ces zones humides ne sont ni des écosystèmes terrestres au sens strict,
112 ni des écosystèmes aquatiques. Elles sont à la frontière entre ces deux mondes et sont
113 caractérisées par un niveau de nappe élevé, proche de la surface du sol, voire au dessus.
114 Cette omniprésence de l'eau joue fortement sur l'aération du milieu et constraint, de
115 façon plus ou moins importante, l'accès à l'oxygène. Les zones humides ont été définie
116 en 1971, lors de la convention dite de RAMSAR¹ de la façon suivante :

1. La convention de RAMSAR est un traité international visant à la conservation et l'utilisation rationnelle des zones humides.

ZONES HUMIDES :

«les zones humides sont des étendues de marais, de fagnes², de tourbières ou d'eaux naturelles ou artificielles, permanentes ou temporaires, où l'eau est stagnante ou courante, douce, saumâtre ou salée, y compris des étendues d'eau marine dont la profondeur à marée basse n'excède pas six mètres.»

(Ramsar, 1987)

Les zones humides regroupent donc des écosystèmes très variés parmi lesquels les marais, les mangroves, les plaines d'inondations et les tourbières. Ces dernières ont comme particularité d'avoir, comme toutes les zones humides, un niveau de nappe élevé et donc une zone anaérobiose importante. Ceci induit le développement de communautés microbienne et végétales spécifiques, adaptées aux milieux fortement humides ou inondés.

Les tourbières représentent 50 à 70 % des zones humides Joosten et Clarke (2002). Leur définition est variable selon les régions ((Réf needed), exple). Deux définitions sont régulièrement utilisées :

TOURBIÈRE :

Écosystèmes, avec ou sans végétation, possédant au moins 30 cm de tourbe naturellement accumulée.

Définition traduite d'après Joosten et Clarke (2002)

Cette première définition correspond au *peatland* anglo-saxon. L'épaisseur de tourbe accolée à cette définition peut varier selon le pays, elle est par exemple établie à 40 cm au Canada (National Wetlands Working Group, 1997).

TOURBIÈRE ACTIVE :

Écosystèmes dans lesquels un processus de tourbification est actif.

Définition traduite d'après Joosten et Clarke (2002)

2. Marais tourbeux situé sur une hauteur

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

132 Cette seconde définition correspond au *mire* anglo-saxon et peut être traduite en fran-
133 çais par le terme de tourbière active. Les concepts derrières ces deux définitions se
134 chevauchent mais ne sont pas complètement similaires : une tourbière drainée peut
135 avoir plus de 30 cm de tourbe et ne plus former de tourbe, ne plus être active. À l'in-
136 verse il peut exister des zones où l'épaisseur de tourbe est inférieure à 30 cm malgré
137 un processus de tourbification actif. Un même écosystème tourbeux pouvant d'ailleurs
138 avoir à la fois des zones correspondant à la première définition et d'autres à la seconde.
139 Les tourbières sont donc, selon la définition utilisée, des écosystèmes contenant ou des
140 écosystèmes formant de la tourbe. Mais qu'est ce que la tourbe ?

TOURBE :

141 «Accumulation sédentaire de matériel composé d'au moins 30 % (matière
sèche), de matières organiques mortes.»

Définition traduite d'après [Joosten et Clarke \(2002\)](#)

142 Le seuil de 30 %, souvent utilisé pour rapprocher sa définition de celle d'un sol orga-
143 nique (histosol) au sens large, dans lesquels sont classés la majorité des sols tourbeux.
144 D'autres définitions existent, faisant la distinction entre sols organiques et tourbes avec
145 un seuil à 75 % ([Andrejko et al., 1983](#)) ou 80 % ([Landva et al., 1983](#)). Il est également
146 nécessaire de préciser que, au delà de la classification utilisée, ce que les écologues
147 considèrent comme de la tourbe contient généralement 80 % de matières organiques au
148 minimum ([Rydin et Jeglum, 2013b](#)). Ce processus de formation est appelé la tourbifica-
149 tion ou turfogénèse et les matières organiques accumulées proviennent majoritairement
150 de la végétation. On définit les matières organiques de la façon suivante :

MATIÈRES ORGANIQUES :

151 Matières constituées d'un assemblage de composés ayant une ou plusieurs
liaisons C–H. Ces matières sont composées de nombreux éléments dont
des carbohydrates (sucres, cellulose ...), des composés azotés (protéines,
acides aminés ...) et phénoliques (lignine ...), des lipides (cires, résines,
...) et d'autres³.

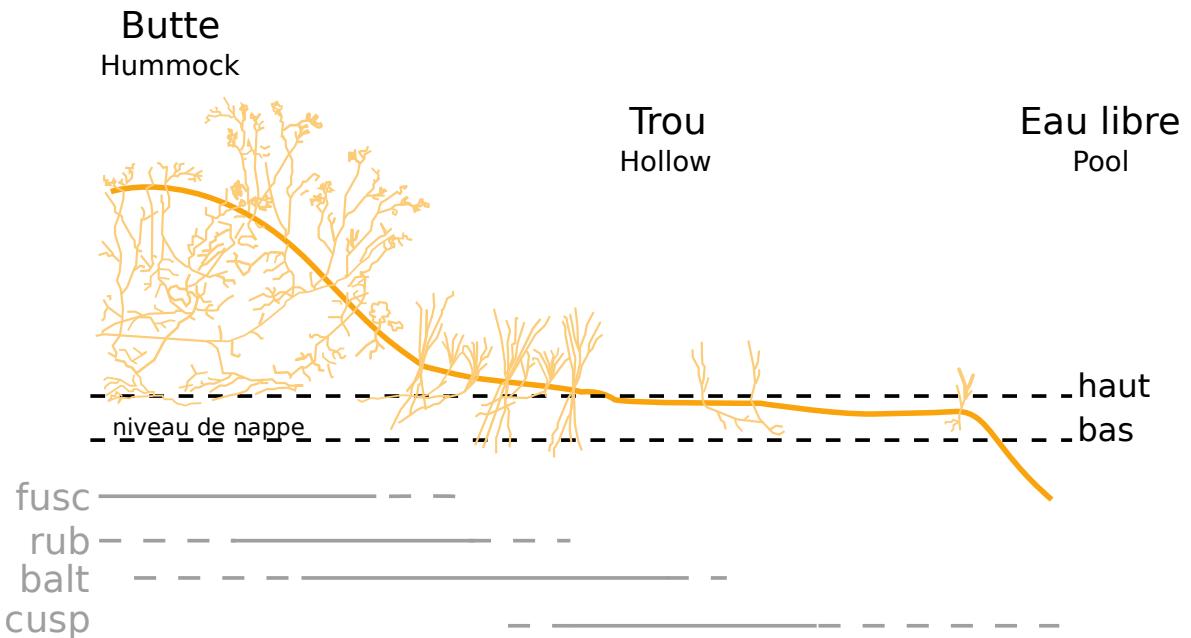


FIGURE 1.1 – Micro-topographie dans les tourbières. Modifié d'après [Rydin et Jeglum \(2013a\)](#)

¹⁵² Distribution des tourbières à l'échelle mondiale

¹⁵³ Ces variations de définitions ajoutées aux limites floues qui peuvent exister entre
¹⁵⁴ certains écosystèmes tourbeux et non-tourbeux rendent la cartographie de ces écosys-
¹⁵⁵ tèmes délicate. Les estimations généralement citées évaluent la surface occupée par
¹⁵⁶ les tourbières à environ 4 000 000 km² ([Lappalainen, 1996](#)). Cette surface correspond
¹⁵⁷ à 2 à 3 % de l'ensemble des terres émergées du globe. Plus de 85 % d'entre elles sont
¹⁵⁸ situées dans l'hémisphère nord, majoritairement dans les zones boréales et sub-boréales
¹⁵⁹ ([Strack, 2008](#)) (Figure 1.2). Ce sont sur ces écosystèmes que sera focalisé ce travail, lais-
¹⁶⁰ sant de côté les tourbières tropicales dont le fonctionnement est distinct et spécifique
¹⁶¹ (**Réf needed**).

¹⁶² La formation des tourbières

¹⁶³ L'atterrissement et la paludification sont les deux processus principaux permet-
¹⁶⁴ tant la formation des tourbières (Figure 1.3). Il s'agit pour le premier du comblement

3. Cette définition, utile pour définir simplement les matières organiques, est cependant limitée car elle inclue des composés traditionnellement considérés comme minéraux (le graphite) et exclue certains autres considérés comme organiques (acide oxalique) (Liste de diffusion ResMO).

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

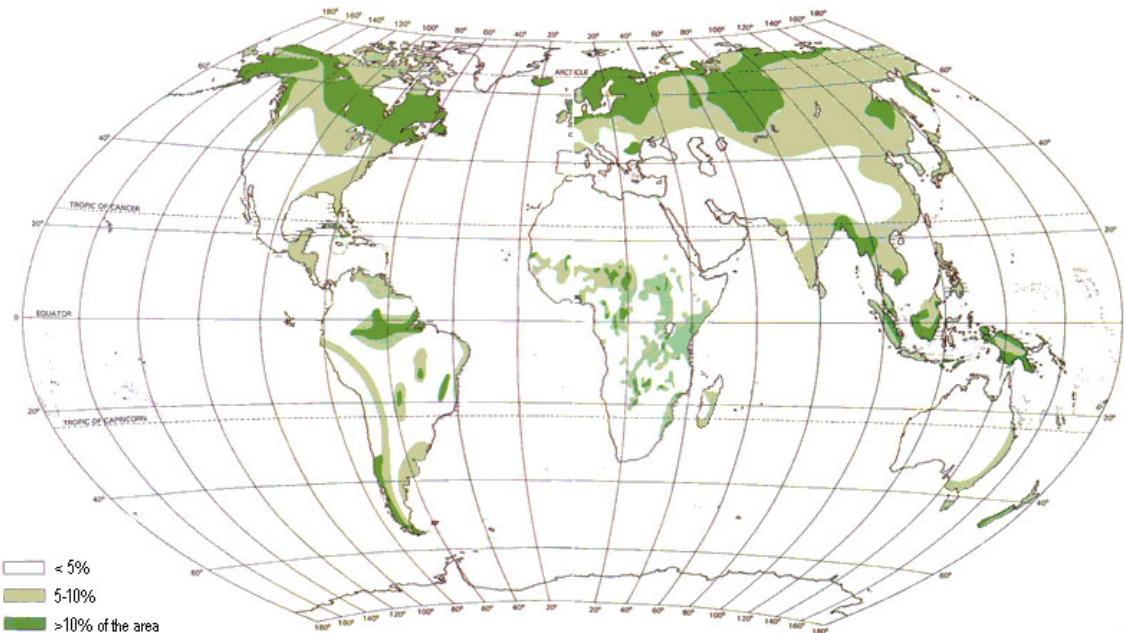


FIGURE 1.2 – Global distribution of peatlands

165 progressif d'une zone d'eau stagnante. La paludification est la formation de tourbe
166 directement sur un sol minéral, grâce à des conditions d'humidité importante. Ces
167 modes de formation ne sont pas exclusif, une tourbière pouvant se développer, selon
168 les endroits considérés ou le temps, via des processus différents.

169 Classifications

170 Différentes classifications sont utilisées pour différencier ces écosystèmes. La plus
171 générale et la plus utilisée dans la littérature distingue les tourbières dite haute, ou de
172 haut marais, correspondant au *bog* anglais, et les tourbières basse, ou de bas marais,
173 correspondant au *fen* anglais.

174 Les tourbières de haut-marais ont généralement une épaisseur de tourbe supérieure
175 à 30 cm et sont alimentées principalement par les précipitations : elles sont dites ombro-
176 trophes. Leur surface parfois bombée (tourbières élevées ou bombées) peut également
177 être plate ou en pente. Cette géométrie situe une partie au moins de l'écosystème au
178 dessus du niveau de la nappe. Elles ont une concentration en nutriments relativement
179 faible : elles sont oligotrophes et sont fortement acide avec des eaux de surface dont le
180 pH est autour de 4 voire moins.

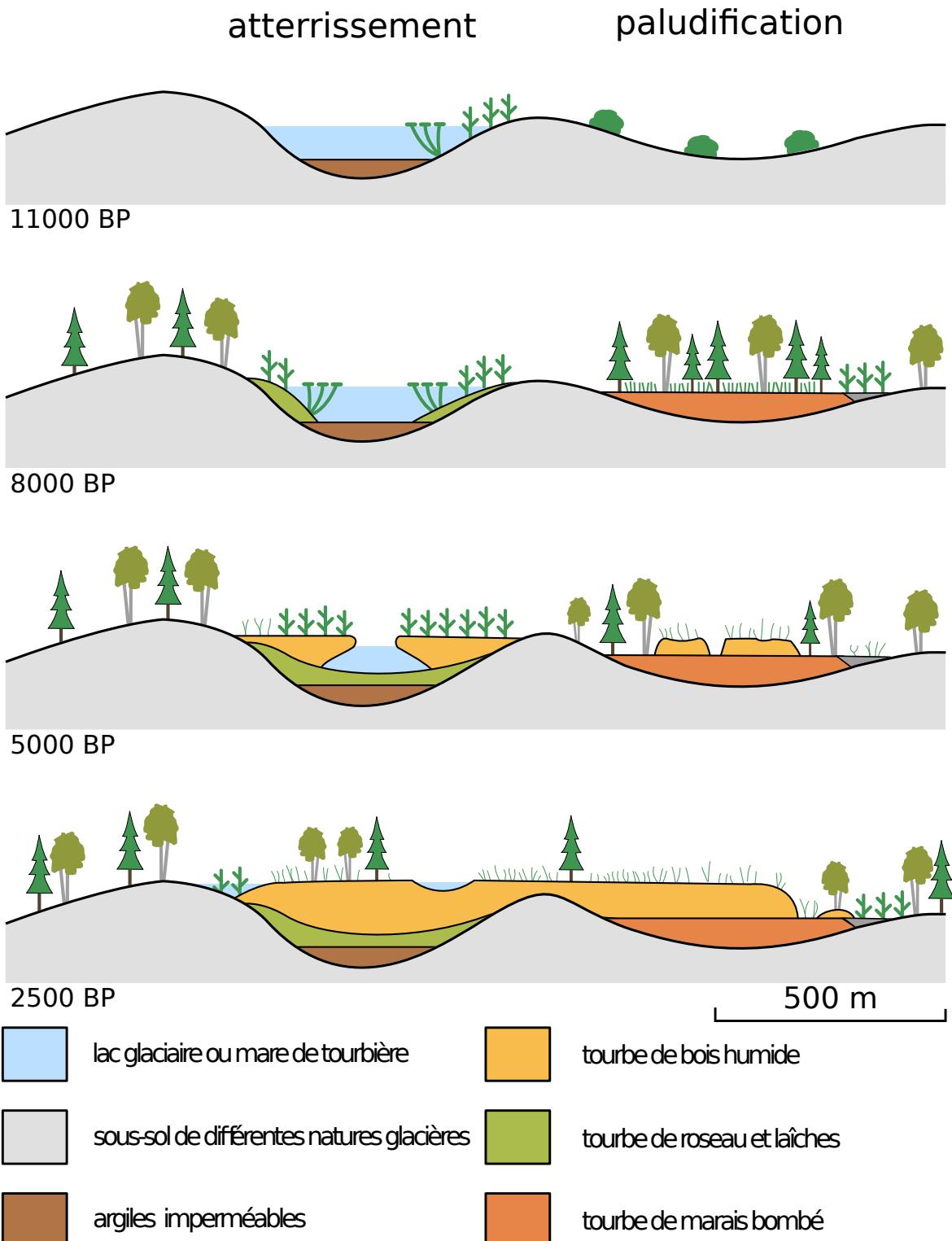


FIGURE 1.3 – Processus de formation des tourbières, à gauche l'atterrissement et à droite la paludification. modifié d'après [Manneville \(1999\)](#)

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

181 Les tourbière de bas-marais ont une épaisseur généralement supérieure à 30 cm avec
182 un niveau de nappe très proche de la surface du sol. De forme concave ou en pente elles
183 sont généralement alimentée en eaux par des sources ou par ruissellement et sont donc
184 dites minerotrophes. Le pH de leur eaux de surface varient de 4 à 8. Les végétations
185 dominantes de ces écosystèmes peuvent être des bryophytes, des graminées ou des
186 arbustes bas.

187 1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales

188 Biodiversité dans les tourbières

189 Les tourbières sont le siège d'une biodiversité importante et spécifique. Ainsi les
190 Sphaignes, qui sont des bryophytes, (des mousses) sont caractéristiques des écosystèmes
191 tourbeux. Ce sont des espèces dites ingénierues, capables de modifier l'environnement
192 dans lequel elles vivent afin de l'adapter à leurs besoins. Les sphaignes sont ainsi capable
193 d'abaisser le pH, de capter des nutriments et de les séquestrer et ce même quand
194 elles n'en ont pas besoin afin d'empêcher d'autres espèces notamment vasculaire d'en
195 profiter. Plus précisément, le fait que les sphaignes captent les nutriments via leur
196 capitulum leur permet de les intercepter avant qu'ils ne soient captés par d'éventuelles
197 racines positionnées plus bas ([Malmer *et al.*, 1994](#); [Svensson, 1995](#)). Les sphaignes,
198 comme de nombreuse mousses ont des litières relativement récalcitrantes⁴ ([Hobbie,](#)
199 [1996; Liu *et al.*, 2000](#)). La vitesse de décomposition relative entre les différentes espèces
200 de sphaignes est mal connue ([Cornelissen *et al.*, 2007](#)). Des différences ont été observées
201 entre espèces pour les parties jeunes de la plante, mais la différence est moindre pour
202 les parties plus anciennes ([Limpens et Berendse, 2003](#)).

4. il est d'usage de parler de litières récalcitrantes sans plus de précision. Il s'agit en fait de litières difficilement dégradables

Tableau 1.1 – Estimations des stocks de C pour différents environnements

Compartiment	Stock (en Gt de C)	référence
Tourbières	270 – 455	Gorham (1991); Turunen <i>et al.</i> (2002)
Végétation	450 – 650	Robert et Saugier (2003)
Sols	1500 – 2000	Robert et Saugier (2003); Post <i>et al.</i> (1982); Eswaran <i>et al.</i> (1993)
CO ₂ atmosphérique	750 – 800	Robert et Saugier (2003)
Permafrost	1700	

²⁰³ **Qualité des eaux**

²⁰⁴ **Puits de carbone**

²⁰⁵ Par définition les tourbières stockent ou ont stocké du carbone. C'est cette fonction
²⁰⁶ de puits de carbone qui rend l'importance de ces écosystèmes non négligeable malgré
²⁰⁷ la faible surface qu'ils représentent. Les estimations du stock de carbone présent dans
²⁰⁸ les tourbières tempérées/boréales sont comprises entre 270 et 455 Gt C (Gorham, 1991;
²⁰⁹ Turunen *et al.*, 2002). Les différences entre les estimations sont liées aux incertitudes
²¹⁰ de cartographie citées précédemment auxquelles s'ajoutent des incertitudes concernant
²¹¹ l'épaisseur et la densité moyenne de la tourbe. Le carbone stocké dans les tourbières
²¹² représente 10 à 25 % du carbone présent dans les sols et entre 30 et 60 % du stock de
²¹³ carbone atmosphérique.

²¹⁴ Ce stock est un héritage datant des 10 derniers milliers d'années, l'holocène, période
²¹⁵ pendant laquelle se sont formés la majorité des tourbières (**Réf needed**) (Yu *et al.*,
²¹⁶ 2010). Le fonctionnement naturel de ces écosystèmes permet le stockage du C. C'est un
²¹⁷ des services écologiques que rendent les tourbières et que l'on appelle la fonction puits
²¹⁸ de carbone. Cette fonction est liée au niveau élevé de la nappe d'eau, qui rend l'accès à
²¹⁹ l'oxygène est plus difficile diminuant d'autant l'activité aérobie, dont la respiration des
²²⁰ micro-organismes et des plantes. Cela se traduit par une dégradation relativement faible
²²¹ des matières organiques. Elle est également liée à la production de litière récalcitrante
²²² par les bryophytes.

²²³ En comparaison avec un sol forestier, l'accumulation de matières organiques n'est
²²⁴ donc pas lié à une production primaire plus forte, mais bien à une dégradation des

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

225 matières produites plus faible.

226 Ces perturbations peuvent induire des modifications de fonctionnement, notamment
227 l'envahissement de ces écosystèmes par une végétation vasculaire, et changer cette
228 fonction puits.

229 **1.1.3 Les tourbières et les changements globaux**

230 On définit les changements globaux comme l'ensemble des modifications environne-
231 mentales plus ou moins rapides, ayant lieu à l'échelle mondiale, quelle que soit leur ori-
232 gine. Les deux contraintes développées dans cette partie sont la pressions de l'homme :
233 contrainte anthropique, et celle du climat : contrainte climatique.

234 **Contrainte anthropique**

235 L'interaction entre les Hommes et les zones humides au sens large et les tourbières
236 en particulier remonte probablement à l'aube de l'humanité. De grandes découvertes
237 archéologiques ont été faites dans ces écosystèmes témoins d'époques révolues. Des
238 chemins de rondins néolithique aux crannogs de l'époque romaine ([Buckland, 1993](#)).

239 L'utilisation de la tourbe et des tourbières a commencé relativement tôt, mais c'est
240 à partir du 17^e siècle que le drainage de ces écosystèmes, pour les convertir en terres
241 agricoles, s'est intensifié. Au 19^e siècle, l'apparition de machines permettant une ré-
242 colte industrialisée de la tourbe, a développé son utilisation comme combustible. Enfin
243 depuis le milieu du 20^e une part importante de ces écosystèmes ont été drainés pour
244 développer la sylviculture. Aujourd'hui l'exploitation principale de la tourbe est liée à
245 son utilisation comme substrat horticole ([Lappalainen, 1996; Chapman *et al.*, 2003](#)).

246 Suite à ces perturbations, la surface de tourbières altérée est estimée à 500 000 km² en-
247viron, principalement du fait de leur reconversion pour l'agriculture et la sylviculture
248 ([Tableau 1.2](#)). En France, suite à leur utilisation, principalement agricole, la surface
249 des tourbières a été réduite par deux entre 1945 et 1998, passant de 1200 km² à 600 km² ([Lap-
250 palainen, 1996; Manneville, 1999](#)).

251 Ces écosystèmes ont donc été et sont encore perturbés par différentes activités

Tableau 1.2 – Surface de tourbe utilisée selon les usages considérés (tourbières non-tropicale). Modifié d'après [Joosten et Clarke \(2002\)](#).

Utilisation	Surface (km ²)	proportion (%)
Agriculture	250 000	50
Sylviculture	150 000	30
Extraction de tourbe	50 000	10
Urbanisation	20 000	5
Submersion	15 000	3
Pertes indirectes (érosion, ...)	5000	1
Total	490 000	100

²⁵² humaines.

²⁵³ Contrainte climatique

²⁵⁴ Comme nous l'avons dit, le stock de C accumulé par les tourbières s'est majoritairement constitué pendant l'Holocène. À cette époque déjà ces écosystèmes étaient influencés par le climat, et leur développement n'a pas été linéaire sur ces douze derniers milliers d'années. Il est reconnu que le développement des tourbières est très important au début de cette période entre il y a 12 000 et 8000 ans ([Smith et al., 2004](#); [MacDonald et al., 2006](#); [Yu et al., 2009](#)). Cette période coïncide avec le maximum thermique holocène (HTM), période pendant laquelle le climat était plus chaud que aujourd'hui ([Kaufman et al., 2004](#)). Ce constat peu sembler paradoxal si l'on considère que dans la littérature concernant les tourbières et le réchauffement actuel, la crainte de voir ces écosystèmes se transformer en source de C est majoritaire. Cependant ces même auteurs qui ont montré cette relation, entre le HTM et le développement important des tourbières, ne préjugent pas de l'effet du réchauffement actuel. Notamment [Jones et Yu \(2010\)](#) expliquent que pendant cette période de maximum thermique, existe également une saisonnalité très importante, avec des été chauds et des hivers froid, qui a dû en minimisant la respiration hivernale de ces écosystèmes, jouer un rôle important dans leur développement.

²⁷⁰ Cette forte saisonnalité n'est pas attendue lors du réchauffement actuel. L'effet estimé dans les hautes latitudes, semble plus important pendant l'hiver et l'automne,

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

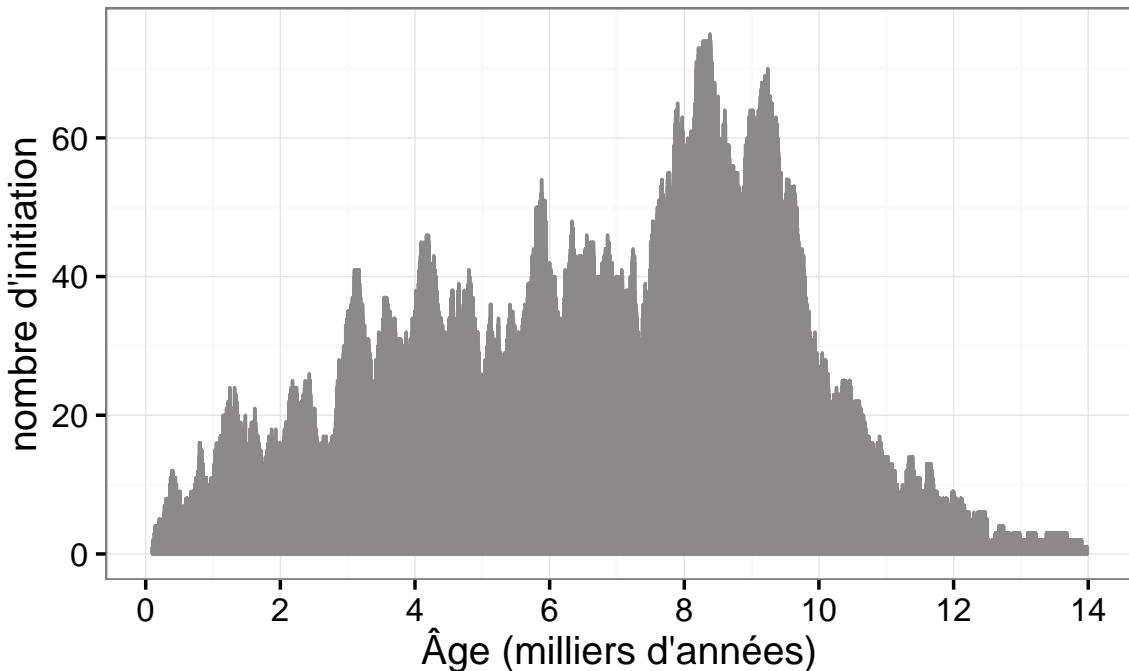


FIGURE 1.4 – Nombre de tourbières nouvellement formées pendant l'holocène. Modifié d'après ([MacDonald *et al.*, 2006](#))

272 et tendrait donc à la minimiser ([Christensen *et al.*, 2007](#)). Les effets directs attendus
273 du réchauffement dans les hautes latitudes à l'horizon 2100, sont une augmentation
274 des températures de 2 à 8 °C dans les zones boréales, et de 2 à 6 °C dans les zone
275 tempérées, ainsi qu'une augmentation probable des précipitations ([Christensen *et al.*,](#)
276 [2013; Frolking *et al.*, 2011](#)). De façon plus indirecte est attendue la fonte du permafrost,
277 l'augmentation de l'intensité et de la fréquence de feux et des changements dans les
278 compositions des communautés végétales.

279 Les tourbières, qui ont accumulées un stock de carbone important, sont donc sou-
280 mises à des contraintes fortes qu'elles soient anthropiques ou climatiques. Afin de mieux
281 cerner le devenir de ce carbone, l'étude de ces écosystèmes, des flux de carbone qu'ils
282 échangent avec l'atmosphère, est une nécessité.

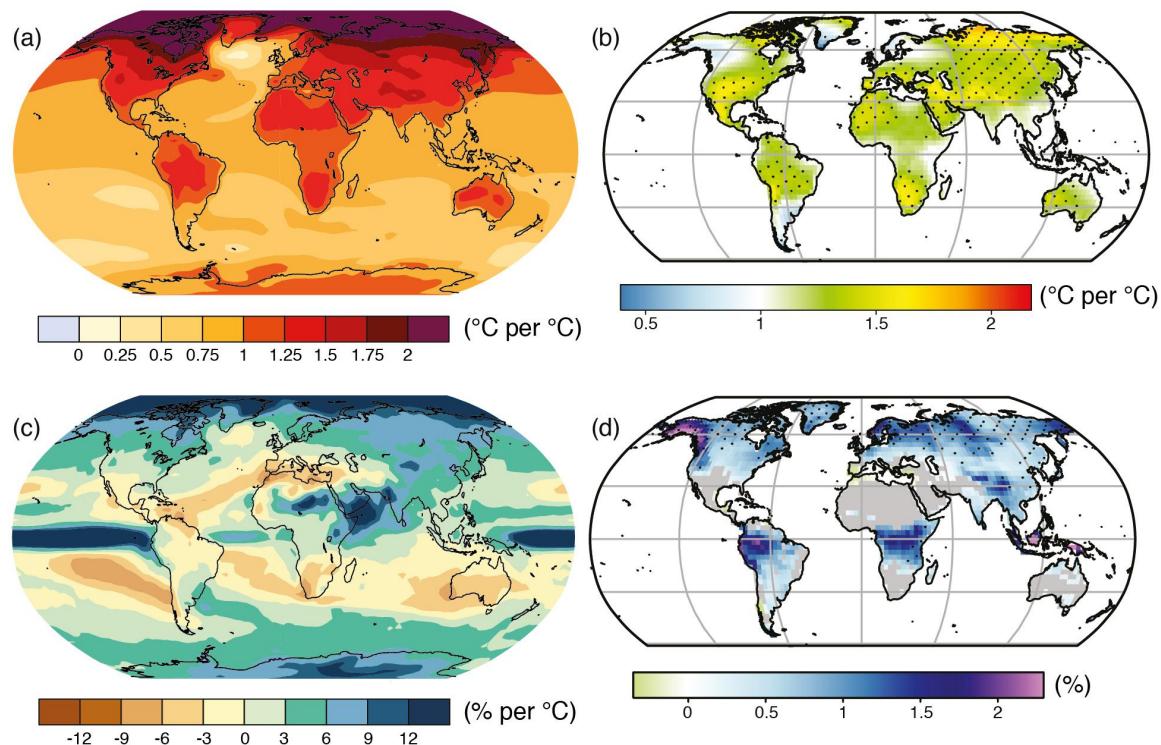


FIGURE 1.5 – Projection des changements à l'horizon 2100, des moyennes et extrêmes annuels (sur terre) des températures de l'air et des précipitations : (a) température de surface moyenne par °C de changement global moyen, (b) 90^e percentile des températures journalières maximum par °C de changement de température moyenne maximale, (c) précipitations moyenne (en % par °C de changement de température moyenne) et (d) fraction de jours ayant des précipitations dépassant le 95^e percentile. Sources : (a) et (c) simulations CMIP5, scénario RCP4.5, (b) et (d) adaptation d'après Orlowsky et Seneviratne (2012)(IPCC2013).

283 1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs

284 contrôlants

285 1.2.1 GES et Tourbières

286 Dans l'atmosphère le carbone est principalement présent dans l'atmosphère sous
287 forme de dioxyde de carbone (CO_2) et de méthane (CH_4).

288 La concentration en CO_2 dans l'atmosphère fluctuait avant l'ère industrielle entre
289 180 et 290 ppm. En 1750 au début de l'ère industrielle sa concentration était de 280 ppm
290 environ avant d'augmenter pour atteindre 391 ppm aujourd'hui (moyenne annuelle en
291 2011) (Ciais *et al.*, 2014). Différents processus permettent d'extraire du CO_2 de l'at-
292 mosphère, la photosynthèse, la dissolution du CO_2 dans l'océan et enfin l'altération de
293 silicate et les réactions avec le carbonate de calcium. Ces processus s'effectuent avec des
294 échelles de temps différentes, en conséquence après une émission de CO_2 , il ne reste que
295 40 % de cette émission après 100 ans, mais il reste toujours plus de 20 % après 1000 ans
296 et plus de 10 % après 10 000 ans (Joos *et al.*, 2013; Ciais *et al.*, 2014) (Figure 1.6).

297 La concentration en méthane de l'atmosphère est estimée à 350 ppb il y a 18 000 ans
298 environ lors de la dernière glaciation, à 720 ppb en 1750, et à 1800 ppb aujourd'hui
299 (ou plutôt en 2011) (Ciais *et al.*, 2014). À l'inverse du CO_2 sa durée de vie dans
300 l'atmosphère est limitée : moins de 10 ans (Lelieveld *et al.*, 1998; Prather *et al.*, 2012).

301 Malgré cela son potentiel de réchauffement global⁵ (PRG) est important notamment à
302 court terme, 72 à 20 ans. À plus long terme son effet relativement au CO_2 diminue et
303 atteint 25 à l'horizon 100 ans. Les zones humides sont la première source naturelle de
304 CH_4 atmosphérique pour avec un flux à l'échelle globale estimé entre 145 et 285 Tg an⁻¹
305 (Lelieveld *et al.*, 1998; Wuebbles et Hayhoe, 2002; Ciais *et al.*, 2014) (Tableau ?). Les
306 tourbières de l'hémisphère nord comptent pour 46 Tg an⁻¹ (Gorham, 1991) (pas de

5. indice permettant de comparer le pouvoir de réchauffement des différents GES en donnant une équivalence par rapport au CO_2 . Le PRG du CO_2 vaut donc 1 par définition.

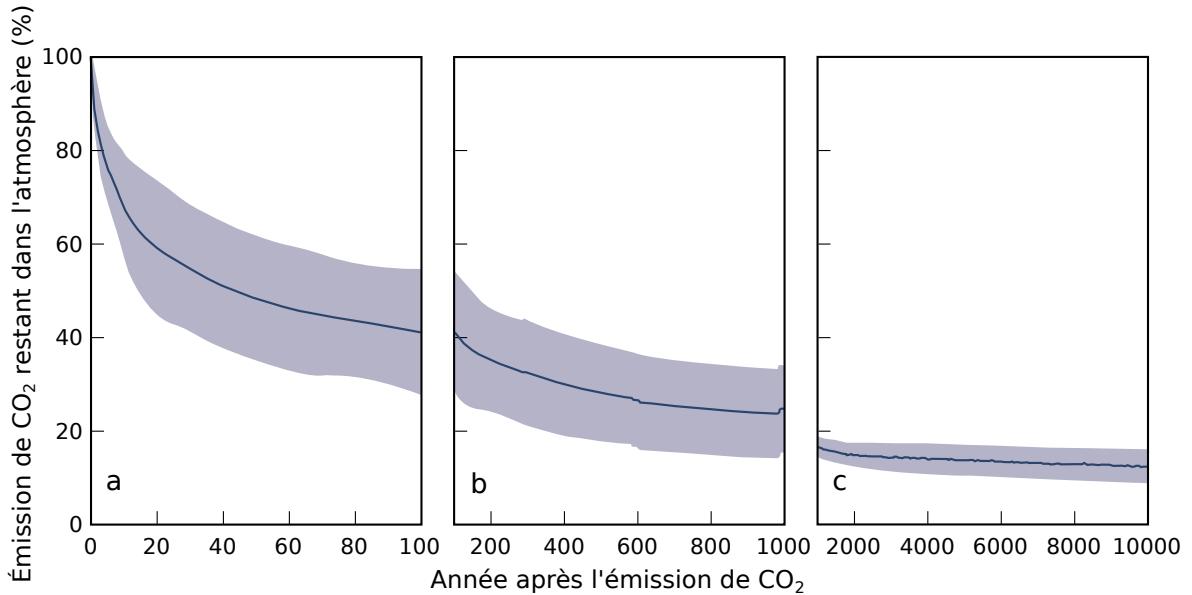


FIGURE 1.6 – Décroissance de la proportion de CO₂ de l'atmosphère suite à une émission idéalisée de 100 PgC. les graphes (a) et (b) est une moyenne de modèles (Joos *et al.*, 2013), le graphe (c) est une moyenne d'autres modèles (Archer *et al.*, 2009). Modifié d'après (Ciais *et al.*, 2014).

³⁰⁷ source plus récente?).

³⁰⁸ À l'échelle globale, le stockage de C par les tourbières, prenant en compte à la fois
³⁰⁹ le CO₂ et le CH₄, est estimé à 70 Tg an⁻¹ (Clymo *et al.*, 1998).

³¹⁰ 1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières

³¹¹ De l'atmosphère à l'écosystème

Avant de stocker et de conserver du carbone, le faut le capturer. Ce transfert du carbone de l'atmosphère à la tourbe se fait sous la forme de CO₂, assimilé lors de la photosynthèse. Principalement par les végétaux supérieurs, et éventuellement, bien que dans de moindre proportions, par des algues, des lichens ou des bactéries photosynthétiques Girard *et al.* (2011). On peut écrire la réaction de photosynthèse de la façon suivante :



³¹² Ce flux est généralement appelé **Production Primaire Brute** (PPB), *Gross Primary Production*, (GPP) en anglais (Figure 1.7). Dans ce document l'abréviation PPB et le

1.2. Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants

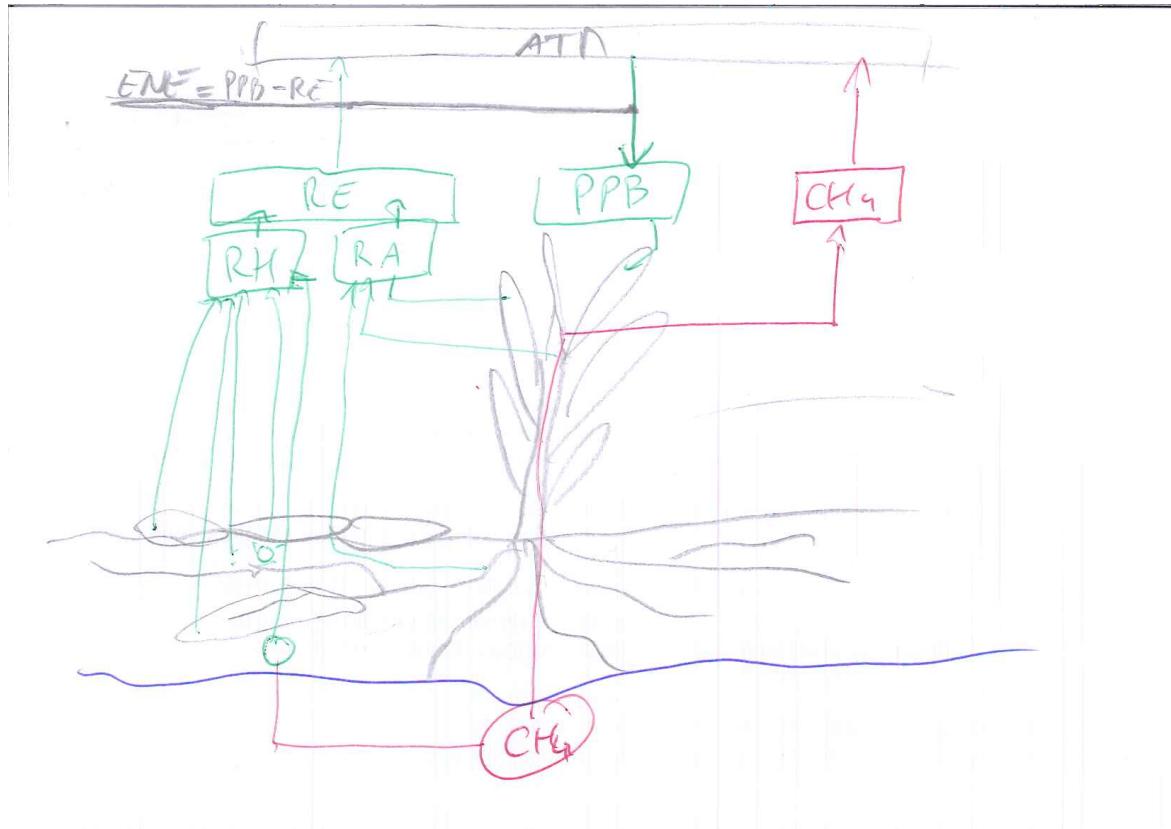


FIGURE 1.7 – schéma des flux de carbone entre une tourbière et l'atmosphère

314 mot photosynthèse seront employés de façon inter-changeable. Les tourbières sont des
315 écosystèmes dont la production primaire est estimée à environ 500 gC m^{-2} (Francez,
316 2000). Si la photosynthèse est le processus majeur d'assimilation du CO_2 , il existe
317 d'autres voies métaboliques permettant la capture du CO_2 de l'atmosphère. Ainsi les
318 micro-organismes chemolithotrophes (**expliquer**) sont capables d'assimiler le CO_2 en
319 utilisant l'énergie issue de l'oxydation de composés inorganiques.

320 Les voies métaboliques permettant l'assimilation du CO_2 sont plutôt bien connues
321 et le fait que les substrats de départ de varient pas a permis une compréhension re-
322 lativement fine du processus (Farquhar *et al.*, 1980). Cependant une fois assimilé par
323 la végétation le devenir du carbone est moins direct. À plus long terme, et après son
324 assimilation par la plante, le carbone est stocké principalement à travers la partie non
325 décomposée des litières végétales. Litières qui à force de compressions et de tassemens
326 va devenir de la tourbe.

327 Il n'y a pas de flux direct de CH_4 de l'atmosphère vers les écosystèmes terrestres.

328 90 % du CH₄ présent dans l'atmosphère est extrait suite à sa réaction avec des radicaux
329 hydroxyles. Cette réaction à lieu majoritairement dans la troposphère.

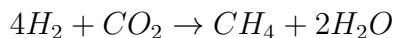
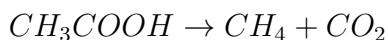
330 De l'écosystème à l'atmosphère

331 Les sources de carbone émises par les tourbières vers l'atmosphère sont multiples.
332 D'abord différents gaz peuvent être émis, notamment le CO₂ et le CH₄, éventuellement
333 du N₂O, et certains d'entre eux peuvent avoir plusieurs sources.

334 Le CO₂ est émis dans l'atmosphère à travers différents processus, la respiration
335 aérobie (le plus gros contributeur), les respirations anaérobies ou fermentations (e.g.
336 du glucose, de l'acétate), ou encore l'oxydation du méthane. Les principales sources de
337 CO₂, sont représentées dans la figure 1.7. La ou plutôt les respirations sont généralement
338 séparées en deux. D'un côté la respiration végétale, que ce soit celle de feuilles, des tiges,
339 des racines et que l'on appelle la **respiration autotrophe**. De l'autre rassemblé sous le
340 vocable de **respiration hétérotrophe**, la respiration de la rhizosphère, liée à l'émission
341 d'exsudats par les racines, la décomposition des litières et des matières organiques, la
342 respiration de la faune et l'oxydation du CH₄ par les organismes méthanotrophes. On
343 appelle **Respiration de l'Écosystème** (RE) l'ensemble des respirations autotrophe
344 et hétérotrophe, en incluant à la fois ses composantes aérienne et souterraine. On la
345 distingue de la respiration du sol qui est définie comme l'ensemble des respirations
346 de la colonne de sol, à l'exclusion de la partie aérienne. La production de CO₂ est
347 donc un signal multi-sources intégré sur l'ensemble de la colonne de tourbe. C'est cette
348 multitude de processus qui rend l'estimation de ce flux difficile, en effet chacune des
349 respirations n'aura pas la même sensibilité vis à vis de facteurs contrôlant.

350 La strate muscinale pouvant jouer/participer/produire jusqu'à 80 % de la produc-
351 tion primaire ([Francez, 2000](#)). Cette production primaire n'est pas particulière élevée
352 (**Réf needed**) et c'est en fait la faible décomposition des matières organiques qui per-
353 met aux tourbières de stocker du carbone. L'accumulation moyenne estimée dans les
354 tourbières boréales est de 30 gC m⁻². Le taux d'accumulation varie en fonction des
355 espèces végétales présentes ((**Réf needed**)), le niveau d'eau ((**Réf needed**)), ... (???)

356 Conséquence du niveau de nappe élevé des tourbières, le développement d'une zone
357 anoxique importante dans la colonne de sol favorise la production de CH₄. En moyenne
358 des flux de CH₄ mesurés dans les tourbières s'étendent de 0 à plus 0,96 µmol m⁻² s⁻¹,
359 avec généralement des flux compris entre 0,0048 et 0,077 µmol m⁻² s⁻¹ ([Blodau, 2002](#)).
360 Le CH₄ est principalement produit à partir d'acétate (CH₃COOH) ou de dihydrogène
361 (H₂), ces deux composés étant dérivés de la décomposition préalable de matières orga-
362 niques ([Lai, 2009](#)).



363 Le CH₄ produit est transporté dans l'atmosphère par diffusion, ébullition ou à travers
364 certaines plantes ([Joabsson et al., 1999; Colmer, 2003](#)). Pendant ce transport le CH₄
365 peut être oxydé par des organismes méthanotrophes. Cette transformation produit
366 tour à tour différents composés (méthanol, formaldéhyde, formate) aboutissant à la
367 production de CO₂ ([Whalen, 2005](#)).



368 Le flux de carbone de l'atmosphère à l'écosystème à pour source quasiment unique
369 la réaction de photosynthèse des plantes. La variabilité de ce flux vient donc de la
370 composition des communautés végétales et de leurs sensibilités aux conditions envi-
371 ronnementales. À l'inverse, le flux de carbone de l'écosystème vers l'atmosphère est
372 multi-source avec un nombre important de réactions de respirations et de fermenta-
373 tions.

374 1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux

375 Les facteurs qui contrôlent ces flux de carbone sont globalement connus : la tempé-
376 rature, le niveau de la nappe et la végétation. L'augmentation de la vitesse de réaction
377 de nombreuses réactions biochimiques avec la température est connue depuis long-

378 temps. Elle a été mise en évidence par un chimiste suédois en 1889 : Svante August
379 Arrhenius sur la base de travaux réalisés par un autre chimiste, néerlandais, Jaco-
380 bus Henricus Van't Hoff. Depuis, de nombreuses mesures de terrain confirment cette
381 relation (**Réf needed**). La photosynthèse et l'ensemble des respirations sont donc
382 contrôlées, au moins en partie, par la température. L'hydrologie est un autre facteur
383 contrôlant majeur. Le niveau de la nappe, défini ici comme la distance entre la sur-
384 face du sol de l'écosystème et le toit de l'aquifère/l'eau libre/la zone saturée, sépare la
385 colonne de tourbe en une zone oxique, et une zone anoxique. L'épaisseur relative de
386 ces deux zones va influer sur la production du CO₂, majoritairement produit dans la
387 zone oxique, et du CH₄ produit dans la zone anoxique. Le niveau de la nappe constraint
388 également la teneur en eau du sol et la hauteur de la frange capillaire qui va influer sur
389 la végétation ([Laiho, 2006](#)). La végétation est également un facteur important. D'abord
390 car elle exerce une influence directe sur les flux, avec d'un côté la photosynthèse et les
391 respirations des plantes vivantes. La composition des communautés végétales va éga-
392 lement influer sur le potentiel photosynthétique de l'écosystème, ce potentiel pouvant
393 varier selon le végétal considéré ([Moore et al., 2002](#)), et sur la vitesse de décomposition
394 des litières qui peut également varier en fonction du végétal. De façon plus indirecte, la
395 végétation peut également stimuler la respiration des micro-organismes présent dans la
396 rhizosphère⁶ via la libération d'exsudats racinaires ([Moore et al., 2002](#)). Enfin certaines
397 plantes vasculaires, adaptées aux conditions de saturations en eau, peuvent faciliter
398 l'échange de gaz entre l'atmosphère et l'écosystème grâce à un espace intercellulaire
399 agrandit, l'Aerenchyme.

400 Cependant la sensibilité des flux à ces facteurs ne fait pas consensus et peut varier
401 selon les conditions environnementales ou l'échelle de temps ou d'espace considérée.
402 Par la suite nous considérons les processus à l'échelle d'une colonne de sol ou d'un
403 écosystème

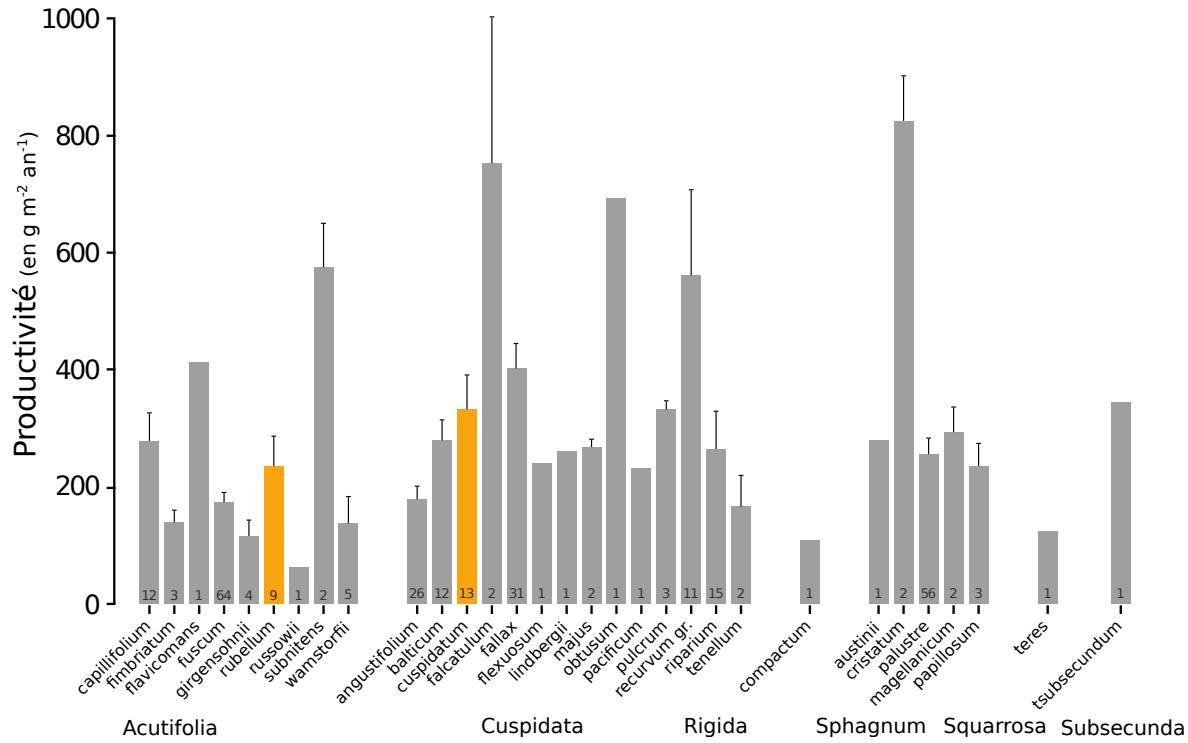


FIGURE 1.8 – Productivités moyennes des espèces de sphaignes en $\text{g m}^{-2} \text{an}^{-1}$. Les barres d'erreurs représentent l'erreur standard. Le nombre d'observation est indiqué par les nombres à l'intérieur des barres. Les espèces en orange sont celles rencontrées sur le site d'étude. modifié d'après Gunnarsson (2005)

404 Facteurs contrôlant la production primaire brute

405 Le premier facteur contrôlant la PPB est bien sur la végétation et notamment la
 406 composition végétale des communautés présentes. Les bryophytes n'ont pas la même
 407 productivité primaire que les graminées ou que les arbustes. En plus de ces différences
 408 entre groupes de végétaux, il existe également des différences de productivité pour un
 409 même groupe selon le type de tourbière (Moore *et al.*, 2002 dans Rydin et Jeglum,
 410 2013b) . Alors que dans les tourbières de haut-marais, les sphaignes et les arbustes ont
 411 une productivité importante, les herbacées et graminées ont une productivité beaucoup
 412 plus faible. À l'inverse ce sont les herbes et les graminées qui ont la plus forte producti-
 413 vité dans les tourbières de bas-marais pauvres. Elles sont suivies par les sphaignes puis
 414 les arbustes. Au sein même de ces groupes la productivité peut varier de façon impor-
 415 tante, c'est ce que montrent Gunnarsson (2005) avec les sphaignes, dont la productivité,
 416 selon l'espèce et les conditions dans lesquelles elle vit, varie fortement (Figure 1.8).

6. zone du sol impacté par les racines

417 L'effet d'une variation du niveau de la nappe et de la température, jouant sur
418 la végétation va également jouer sur la PPB. Distinguer ces deux facteurs n'est pas
419 anodin, la majorité des études réalisées sur le terrain montre les effets des deux fac-
420 teurs combinés. Ainsi [Cai et al. \(2010\)](#) ont montré que des conditions plus chaudes
421 et sèches pouvaient augmenter la PPB. L'effet du niveau de la nappe peut varier se-
422 lon le contexte : Dans une étude des effets à long terme de variation du niveau de la
423 nappe, [Ballantyne et al. \(2014\)](#) montrent qu'une baisse du niveau de la nappe entraîne
424 une augmentation de la PPB en facilitant l'accès des plantes vasculaire à l'oxygène
425 et aux nutriments. Paradoxalement, la hausse d'un niveau de nappe, initialement bas
426 et entraînant un stress hydrique important, conduira également à une augmentation
427 de la PPB ([Strack et Zuback, 2013](#)). Ces effets sont variables selon les communautés
428 végétales et le contexte dans lequel elles se trouvent. Pour un gradient de niveau de
429 nappe qui augmente dans une tourbière de haut-marais, [Weltzin et al. \(2000\)](#) montrent
430 une diminution de la productivité des arbustes, tandis que celle des graminées n'est
431 pas affectée. À l'inverse, pour un gradient similaire dans une tourbière de bas-marais,
432 la productivité des arbustes n'est pas affectée tandis que celle des graminées augmente.
433 Un opposition similaire est également relevé concernant les graminées soumises à un
434 traitement infra-rouge afin de les réchauffer. Ces dernières voient leur productivité di-
435 minuer dans la tourbière de haut-marais et augmenter dans la tourbière de bas-marais.
436 [Munir et al. \(2015\)](#) isolent également l'effet de la température en utilisant des OTC
437 (*Open Top Chamber*). Ces dispositifs, ressemblant à des serres ouvertes, permettent de
438 réchauffer une zone de la tourbière. Ils montrent que dans les zones sans manipulation
439 du niveau de la nappe, le réchauffement des OTC, augmente la PPB.

440 Facteurs contrôlant la respiration de l'écosystème

441 Un facteur majeur contrôlant la RE est la température. Dans des conditions plus
442 sèches et plus chaude [Cai et al. \(2010\)](#) qui montrait une augmentation de la PPB,
443 montre une augmentation plus importante encore de la RE. [Updegraff et al. \(2001\)](#)
444 montrent, dans une expérimentation à base de mésocosme, que la respiration de l'éco-

1.2. Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants

445 système est contrôlée presque exclusivement par la température du sol. La modélisation
446 de ce flux se fait donc généralement en utilisant la température que se soit celle de l'air
447 ([Bortoluzzi et al., 2006](#)) ou celle du sol à différentes profondeurs ([Görres et al., 2014](#);
448 [Zhu et al., 2015](#)).

449 Le niveau de nappe, conditionnant l'accès à l'oxygène, joue également un rôle im-
450 portant. Un niveau qui diminue se traduit généralement pas une hausse de la RE que
451 ce soit à long terme ([Strack et al., 2006](#); [Ballantyne et al., 2014](#)) ou à plus court terme
452 (**Réf needed**).

453 Facteurs contrôlant l'ENE

454 On défini l'Échange Net de l'Écosystème (ENE) comme la différence entre la Pho-
455 tosynthèse Primaire Brute (PPB) et la Respiration de l'écosystème (RE). Les facteurs
456 contrôlants l'ENE sont donc les mêmes que ceux qui contrôlent ces 2 flux. Cependant
457 l'effet d'un même facteur de contrôle peut être différent vis à vis de PPB et de RE
458 selon le contexte environnemental, que ce soit par rapport à la nature de l'effet ou son
459 importance. Ainsi une variation de l'ENE peut parfois être contrôlé majoritairement
460 soit par la PPB soit par la RE soit par les deux. Par exemple, une baisse du niveau de
461 la nappe est souvent liée dans la littérature à une baisse de l'ENE. Cependant certains
462 attribuent cette baisse à une augmentation de la Respiration ([?Ise et al., 2008](#)) (au-
463 rela2013, oechel1993) quand d'autres l'attribuent à une diminution de la photosynthèse
464 ([Sonnentag et al., 2010](#); [Peichl et al., 2014](#)). Enfin certains voient un effet à la fois de
465 l'augmentation de la respiration et de la diminution de la photosynthèse ([Strack et](#)
466 [Zuback, 2013](#)).

467 À noter un article particulièrement intéressant ([Lund et al., 2012](#)) dans lequel,
468 dans un même site une baisse du niveau de la nappe 2 année différente entraînera une
469 baisse de l'ENE dans les 2 cas, mais dans l'un des cas cette baisse est contrôlée par
470 un augmentation de la respiration et dans l'autre cas cette baisse est contrôlée par une
471 diminution de la photosynthèse.

472 Également un article de [Ballantyne et al. \(2014\)](#) qui lui ne note pas d'effet d'une

473 baisse du niveau de la nappe sur l'ENE car l'augmentation de la respiration est com-
474 pensée par une augmentation de la photosynthèse.

475 **Facteurs contrôlant les flux de méthane**

476 Le niveau de la nappe et la température semblent être les facteurs prépondérant du
477 contrôle des flux de méthane

478 La prépondérance relative des ces différents flux, contrôlée par les conditions envi-
479 ronnementale, va donc impacter le fonctionnement des tourbières. Soit elles stockent
480 du carbone, en accumulant des matières organiques, et donc fonctionnent comme des
481 puits ou soit elle relâchent du carbone et fonctionnent comme des sources.

482 L'étude individuelle de tel ou tel flux avec tel ou tel facteur contrôlant est nécessaire
483 afin de comprendre ce qu'il se passe au niveau des processus. Il est tout aussi nécessaire
484 d'arriver à intégrer l'ensemble de la complexité naturelle. C'est l'intérêt d'établir des
485 bilans de carbone.

486 **1.2.4 Bilans de carbone**

487 Le calcul d'un bilan de carbone à l'échelle d'un écosystème permet de détermi-
488 ner si l'équilibre (où le déséquilibre) des flux tend à stocker du carbone, le système
489 fonctionnant alors comme un puits, ou à libérer du carbone, le système fonctionnant
490 alors comme une source. Il existe différentes façons de réaliser le bilan de carbone d'une
491 tourbière que l'on peut séparer en deux approches principales. La première approche
492 consiste à utiliser l'archive tourbeuse pour estimer des vitesses d'accumulation de la
493 tourbe. Cette méthode permet d'étudier la fonction puits sur des temps long (derniers
494 millénaires) et de lier d'éventuels changements dans les vitesses d'accumulation à des
495 facteurs environnementaux. La seconde approche se base d'avantage sur des mesures
496 actuelles des différents flux afin d'étudier, sur des temps forcément plus court, l'évolu-
497 tion de la prépondérance puits/source d'un écosystème. Les deux approches sont donc
498 complémentaires.

1.2. Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants

Tableau 1.3 – Vitesse apparente d'accumulation du carbon à long terme en gC m⁻² s⁻¹

min – max	moyenne	référence
20 – 140	?	Mitra2005
?	18.6	Yu2009
	17.2	Gorham2012
	20	Jones2010
	16.2	Borren2004
	18.5	Packalen2014
	19.4	Vitt2000
	19	Turunen2004
5.74 – 129.31	33.66	Xing2015

499 **passé**

500 long-term apparent rate of carbon accumulation (LORCA) datations + dry bulk
501 density + carbon content (Tableau 1.3)

502 **tableau LORCA ajouter colonne contexte (exple : 7 tourbières ombro-**
503 **trophes)**

504 **présent**

505 Dans cette approche on estime les flux actuels de carbone entrant et sortant de
506 l'écosystème afin de déterminer un bilan. Un certain nombre de flux de carbone sont
507 présent au sein des écosystèmes terrestre (équation (1.1))

$$BCNE = \frac{dC}{dt} = \overbrace{PPB - Re}^{ENE} - F_{COD} - F_{COP} - F_{CH_4} - F_{CID} - F_{COV} - F_{CO} \quad (1.1)$$

508 — ENE : Échange Net de l'Écosystème

509 — PPB : Production Primaire Brute

510 — Re : Respiration de l'Écosystème

511 — F_{COP} : Flux de Carbone Organique Dissous

512 — F_{COP} : Flux de Carbone Organique Particulaire

513 — F_{CH_4} : Flux de Méthane

514 — F_{CID} : Flux de Carbone Inorganique Dissous

515 — F_{COV} : Flux de Composés Organique Volatils

516 — F_{CO} : Flux de Monoxyde de Carbone

517 Les bilans les plus complets réalisées sur les tourbières comprennent la partie ga-

518 zeuse, dissoute...

519 Dans les tourbières, les flux de CO_2 sont généralement les plus importants (**Réf**
520 **needed**), puis les flux de CH_4 et/ou de COD et enfin les flux de COP.

521 Pour estimer ces flux différentes techniques existent, notamment l'eddy covariance
522 et les méthodes de chambre pour les flux de gaz.

523 D'autres méthodes, moins souvent utilisées, existent comme l'utilisation du ratio

524 C :N (Kirk2015)

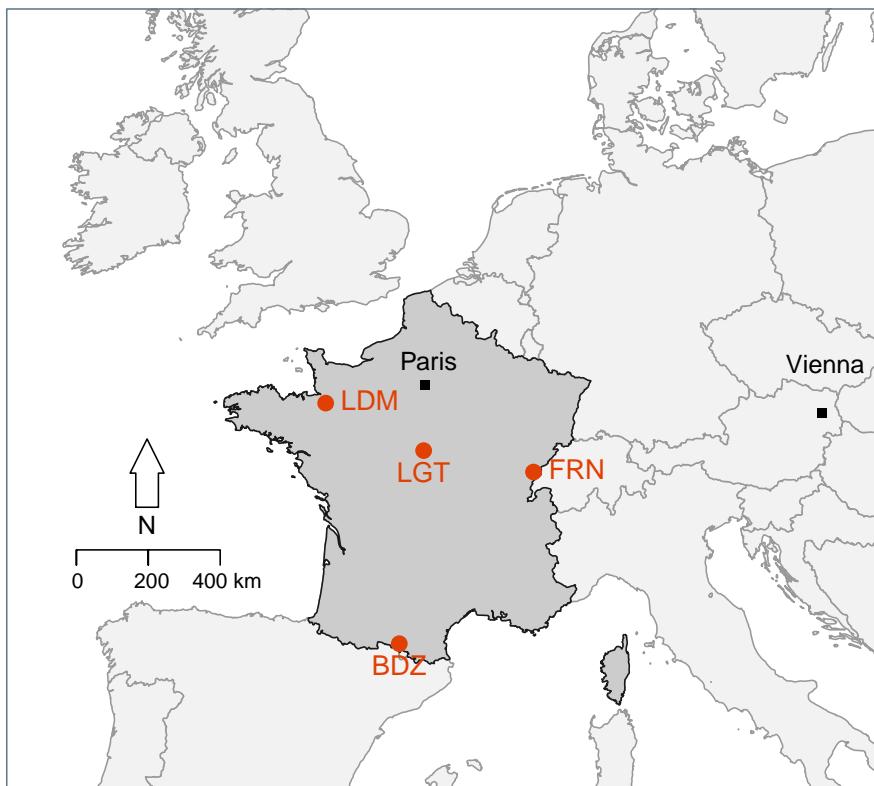
⁵²⁵ 2 Sites d'études et méthodologies employées

⁵²⁶

⁵²⁷	2.1 Présentation de la tourbière de La Guette	34
⁵²⁸	2.2 Autres sites du service national d'observation	39
⁵²⁹	2.3 Mesures de flux	40
⁵³⁰	2.3.1 Présentation des méthodologies possibles	40
⁵³¹	2.3.2 Les mesures de CO ₂	41
⁵³²	2.3.3 Les mesures de CH ₄	44
⁵³³	2.3.4 Le calcul des flux	45
⁵³⁴	2.4 Facteurs contrôlants	45
⁵³⁵	2.4.1 acquisitions automatisées	45
⁵³⁶		
⁵³⁸		

539 2.1 Présentation de la tourbière de La Guette

540 Le site d'étude, la tourbière de La Guette, est l'un des quatre sites du service
541 national d'observation des tourbières (SNOT) qui vise à étudier la fonction puits de
542 carbone des tourbières tempérées notamment vis-à-vis des changements globaux.



BDZ: Bernadouze (1400 m), FRN: Frasne (840 m),
LDM: Landemarais (155 m), LGT: La Guette (145 m)

FIGURE 2.1 – Site d'études SNO

543 La tourbière de La Guette est située à Neuvy-sur-Barangeon, en Sologne, ($N\ 47^{\circ}19'44''$,
544 $E\ 2^{\circ}17'04''$) dans le département du Cher (Figure 2.1). Le site s'étend sur une surface
545 d'une vingtaine d'hectare avec une géométrie relativement allongée 2.2. Cette surface
546 la classe parmi les plus grandes de Sologne. L'épaisseur moyenne de la tourbe est de
547 80 cm avec des maximums locaux atteignant 180 cm. La tourbière de La Guette est pro-
548 bablement topogène (Réf needed), formée par l'accumulation d'eau de pluie dans une
549 cuvette imperméabilisée par une couche d'argile issue d'alluvions de la rivière du même
550 nom (La Guette). Les précipitations annuelles moyennes sur le site sont de 880 mm et

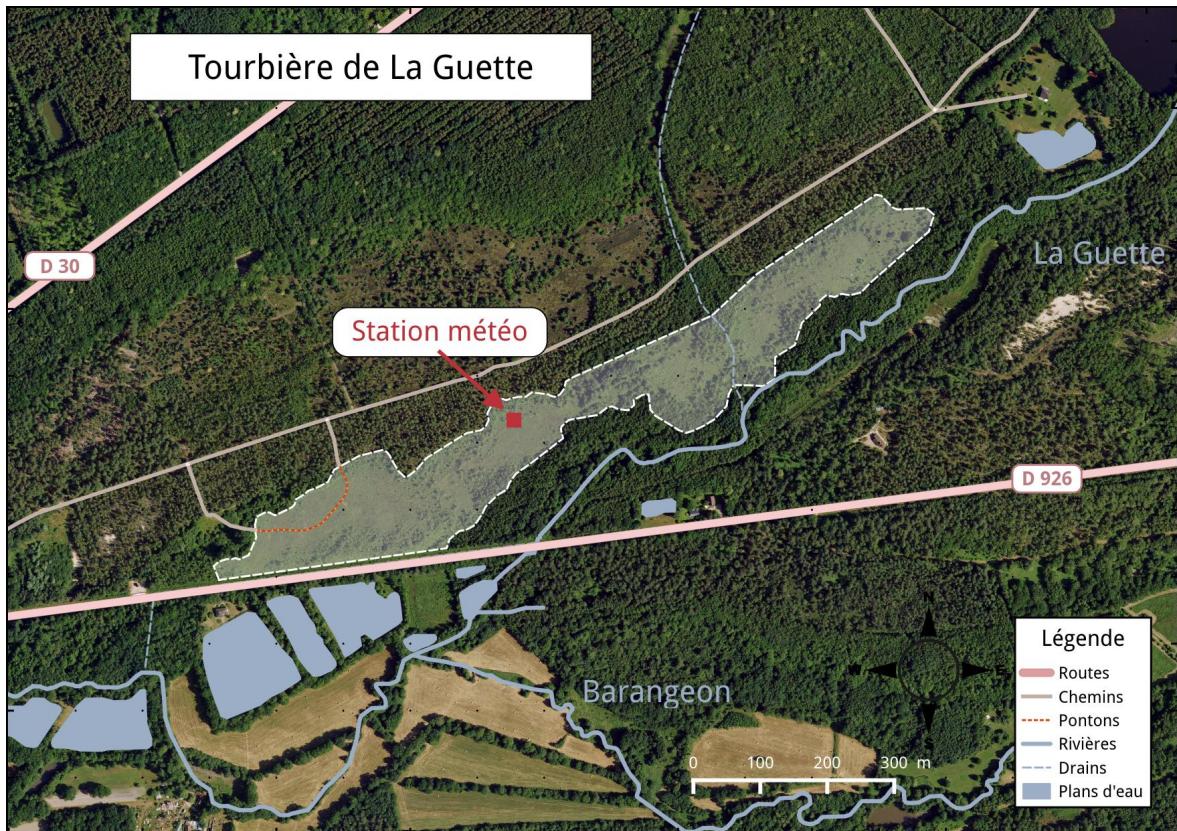


FIGURE 2.2 – Carte de la tourbière de La Guette

551 les températures moyenne annuelle de 11 °C. L'eau du site à une conductivité généra-
 552 lement inférieure à $80 \mu\text{S m}^{-2}$ et un pH compris entre 4 et 5. Ces caractéristiques classe
 553 la tourbière parmi les tourbières minérotrophes pauvres en nutriments (*poor fen*). Les
 554 datations effectuées sur le site permettent de dire que les premiers dépôts tourbeux
 555 remontent à environ 5 à 6000 ans.

556 Le site a subi un certain nombre de perturbations au cours de son existence. D'abord
 557 la construction d'une route, avant 1945, qui coupe l'extrémité sud de la tourbière
 558 favorisant son drainage. Le site est également brûlé par un incendie en 1976. En 1979
 559 des pins noirs (*Pinus nigra*) sont plantés au nord du site. Enfin 2008 le récurage du
 560 fossé de drainage bordant la route semble entraîner une augmentation significative des
 561 pertes d'eau du système.

562 Ces perturbations, ou au moins une partie d'entre elles, ont probablement favorisé
 563 l'envahissement du site par une végétation vasculaire, notamment arborée et composée
 564 de pins (*Pinus sylvestris*) et de bouleaux (*Betula verrucosa* et *pubescens*). [Viel et al.](#)

2.1. Présentation de la tourbière de La Guette

565 (2015) a pu calculé, grâce à l'étude de photos aérienne, la vitesse de fermeture du site,
566 entre 1945 et 2010, estimée à $2020 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$ avant l'incendie de 1976 et à $3469 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$
567 après. La tourbière est également envahie de façon importante par la molinie bleue
568 (*Molinia caerulea*) de la famille des *Poaceae* (Figure 2.3c). Leur présence favorisant la
569 dégradation des matières organiques (Gogo *et al.*, 2011). Sont également présentes sur
570 le site un certain nombre d'espèces caractéristiques des tourbières comme les sphaignes,
571 principalement *Sphagnum cuspidatum* et *Sphagnum rubellum*, qui forment des tapis.
572 Un tapis de sphaignes en cours de formation est visible sur la photo 2.3a. Sur cette
573 même photo sont également visible des Linaigrettes à feuilles étroites (*Eriophorum*
574 *angustifolium*), une plante de la famille des *Cyperaceae* caractéristique des marais et
575 des landes tourbeuses (Rameau *et al.*, 2008). Des bruyères sont également présentes de
576 façon importante sur le site avec notamment *Erica tetralix*, parfois appelée la Bruyère
577 des marais, de la famille des *Ericaceae* (Figure 2.3b). De la même famille est présente
578 sur le site, mais de façon moins omniprésente, la Callune (*Calluna vulgaris*). L'ensemble
579 de ces espèces tendent à préférer les milieux riches en matières organiques et pauvres
580 en nutriment (tela-botanica). D'autres espèces sont présentes sur ce site notamment,
581 *Rhynchospora alba* de la famille des *Cyperaceae*, *Juncus bulbosus*(image annexe ?),
582 de la famille de *Juncaceae*, et des Droséras, une plante insectivore, de la famille des
583 *Droseraceae* (Annexe A, Figure 7a) .

584 Au cours des dernières années, les précipitations sont relativement différentes avec
585 deux années plus sèche que la moyenne avant 2013 et deux années plus humide en 2013
586 et 2014 (Figure 2.4). On observe également cette dualité au niveau du niveau de la
587 nappe. Avant 2013 les étés sont marqués par des étiages important avec des baisses du
588 niveau de nappe allant jusqu'à -60 cm en 2012 (Figure 2.5). Après 2013, les étiages
589 sont beaucoup moins importants sur le site (Figure 2.6). Les variations inter-annuelles
590 de la température moyenne de l'air semblent moins marquées. L'année 2011 est très
591 proche de 2014 avec une température moyenne supérieure à 11 °C. De la même façon
592 les années 2012 et 2013 sont très proche avec des température moyenne inférieure à
593 10 °C.



(a) *Sphagnum – Eriophorum austifolium*



(b) *Erica tetralix – Molinia caerulea*



(c) *Molinia caerulea*

FIGURE 2.3 – Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure.

2.1. Présentation de la tourbière de La Guette

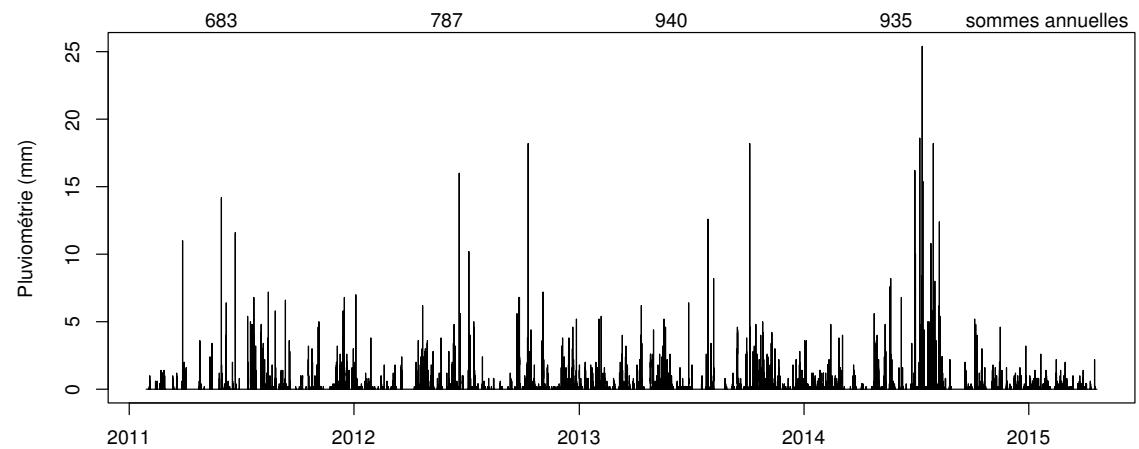


FIGURE 2.4 – Évolution du niveau de la pluviométrie, en mm, des années 2011 à 2014

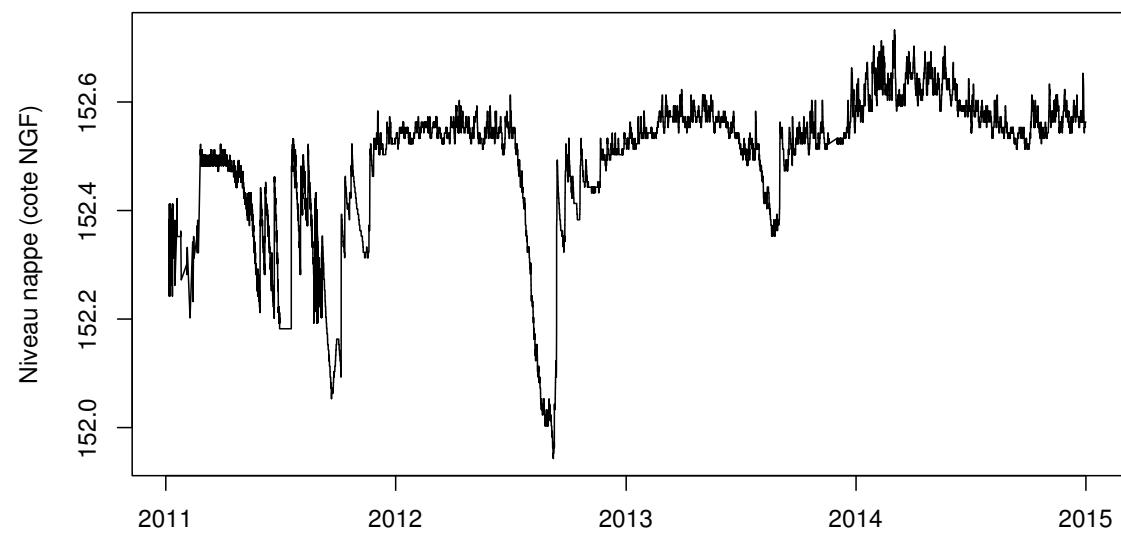


FIGURE 2.5 – Évolution du niveau de la nappe, en cm par rapport à la surface, des années 2011 à 2014

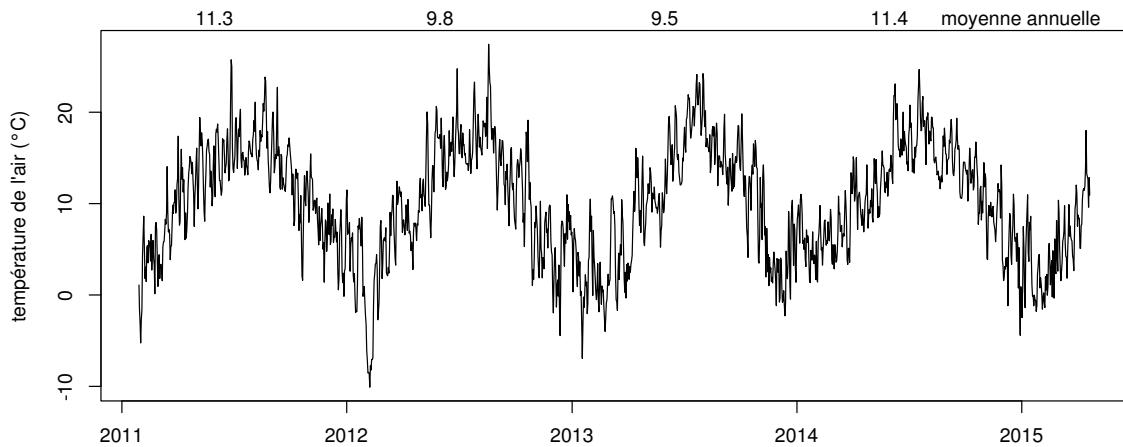


FIGURE 2.6 – Évolution de la température de l'air (en °C) des années 2011 à 2014

594 2.2 Autres sites du service national d'obser- 595 vation

596 Bien que moins étudiés, les autres sites du SNOT, Bernadouze, Frasne et Landema-
597 rais ont également fait l'objet d'un suivi ponctuel en 2013. La tourbière de Bernadouze
598 est situé à 1400 m dans les Pyrénées, en Ariège (N 42°48'09'', E 1°25'24''). Elle est
599 relativement petite avec 3,75 ha seulement. La tourbière de Frasne est situé à 840 m
600 dans le Doubs et s'étend sur une surface de 98 ha. Enfin la tourbière de Landemarais
601 est située en Ille-et-villaine, à 154 m et s'étend sur 23 ha. les températures annuelles
602 moyennes sur ces trois sites sont respectivement de 6, 7,5 et 11 °C. les précipitations
603 annuelles étant de 1700, 1400, 870 mm.

604 Au sein de ses sites de nombreuses mesures ont été effectuées et notamment des
605 mesures de flux de GES notamment le CO₂ et le CH₄. La méthodologie utilisée pour
606 les mesurer étant transverse aux différentes expérimentations elle sera détaillée dans
607 ce chapitre.

₆₀₈ 2.3 Mesures de flux

₆₀₉ 2.3.1 Présentation des méthodologies possibles

₆₁₀ De nombreuses techniques permettent de mesurer des flux de gaz, avec en premier
₆₁₁ lieu les méthodes de chambres.

₆₁₂ Les chambres peuvent être ouvertes, c'est à dire que la mesure se fait lorsque le
₆₁₃ gaz à l'intérieur de la chambre à l'équilibre avec celui à l'extérieur, ou fermées, dans
₆₁₄ ce cas le gaz à l'intérieur de la chambre n'est pas à l'équilibre avec celui à l'extérieur.
₆₁₅ Elles peuvent également être dynamique, lorsqu'un système de pompe, permettant
₆₁₆ notamment de transporter le gaz jusqu'à l'analyseur, est présent. Ou statique si le
₆₁₇ système est sans flux artificiel.

₆₁₈ Trois grandes techniques de chambre existent. D'abord les chambres **dynamiques**
₆₁₉ **ouvertes** qui se basent sur un état d'équilibre et mesurent une différence de concen-
₆₂₀ tration d'un gaz dont une partie passe par la chambre et l'autre non. Cette méthode
₆₂₁ nécessite un système de pompe et donc le passage d'un flux. Ensuite les chambres **dy-
namiques fermées** qui mesurent l'évolution de la concentration du gaz au sein de la
₆₂₃ chambre à l'aide d'un système de pompe permettant l'envoi du gaz dans un analyseur
₆₂₄ externe. Enfin les chambres **statiques fermées** qui mesurent également l'évolution de
₆₂₅ la concentration du gaz au sein de la chambre sans qu'un système de pompe ne soit
₆₂₆ présent. Dans ce cas soit l'analyseur est présent dans la chambre, soit des prélèvements
₆₂₇ sont fait à intervalles réguliers puis analysés par la suite en chromatographie gazeuse.

₆₂₈ Il faut noter que les dénominations anglaises de ces méthodes doit faire l'objet d'une
₆₂₉ attention particulière. *Closed chamber* par exemple est parfois utilisé pour se référer
₆₃₀ à l'état ou non d'équilibre, comme défini dans ce document, mais parfois également
₆₃₁ pour désigner les méthodes de chambre sans système de flux ce qui peut prêter à
₆₃₂ confusion [Pumpenan et al. \(2004\)](#). Souvent utilisées les dénominations *open/closed* et
₆₃₃ *dynamic/static* sont décrites dans [Luo et Zhou \(2006b\)](#), une autre convention peut être
₆₃₄ rencontrée : *flow-through/non-flow-through* et *steady state/non-steady state* [Livingston](#)

635 et Hutchinson (1995)

636 Ces différentes méthodes ont divers avantages et inconvénients.

637 Ces méthodes sont souvent utilisées car elles ont un coût modeste, et sont très ver-
638 satiles ce qui permet leur utilisation dans de nombreuses situations. D'autres méthodes
639 plus globales existent comme les méthodes d'Eddy Covariance.

640 Les méthodes d'Eddy Covariance se base sur...

641 Comparaison entre les méthodes de chambre et les méthodes d'Eddy Covariance.

642 2.3.2 Les mesures de CO₂

643 Toutes les mesures de CO₂ présentées par la suite ont été faite avec les mêmes ma-
644 tériels et le même protocole. Les chambres utilisées sont en plexiglass et ont été conçue
645 (LPC2E) et fabriquées (ISTO) au CNRS. Ce sont des chambres transparentes, cylin-
646 drique, de 30 cm de diamètre et 30 cm de hauteur. Les mesures de CO₂ à proprement
647 parler ont été faite à l'aide d'une sonde Vaisala CARBOCAP® GMP 343. La sonde est
648 directement insérée dans la chambre ainsi qu'une sonde Vaisala HUMICAP® HMP 75
649 mesurant d'humidité et la température dans la chambre.

650 Avant toute mesure, des embases sont installées sur le site. Ce sont des cylindres
651 de PVC d'une hauteur de 15 cm pour 30 cm de diamètres, insérés dans le sol sur 8
652 à 10 cm. La partie basale et enterrée de ces cylindres (sur 7 cm) a été préalablement
653 percée d'une quarantaine de trous (1 cm de diamètre) afin de minimiser les impacts de
654 l'embase sur le développement racinaire et permettre les écoulements d'eau.

655 Pour les raisons détaillée précédemment, la méthode mise en œuvre est celle de
656 la chambre statique fermée, aucun système de pompe n'est donc utilisé. la chambre
657 est posée sur l'embase, elle contient l'analyseur de CO₂ qui mesure la variation de
658 la concentration en gaz au cours du temps. Un ventilateur de faible puissance est
659 également présent à l'intérieur de la chambre afin d'homogénéiser l'air. 1 à 3 min de
660 stabilisation sont nécessaires après la pose de la chambre afin d'éviter les effets pouvant
661 y être liés. Ensuite l'enregistrement est lancé, avec l'acquisition toutes les 5 s pendant
662 5 min de la concentration en CO₂, de la température et de l'humidité. La mesure se

2.3. Mesures de flux

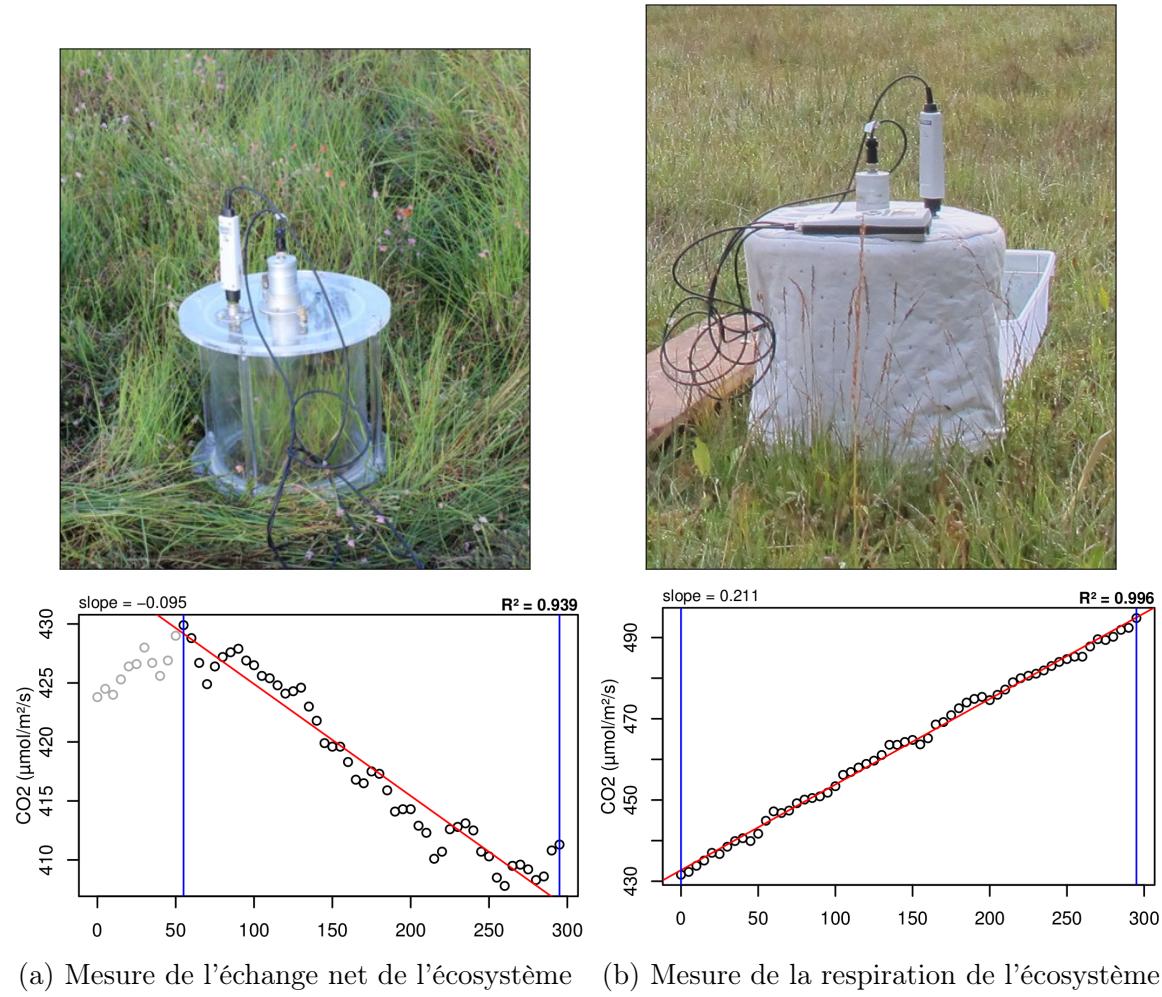


FIGURE 2.7 – Mesures de CO₂

663 déroule donc sur une période de temps relativement courte afin de minimiser le dés-
 664 équilibre avec le milieu extérieur. Dans ce but les mesures ont parfois été manuellement
 665 raccourcies, 2 à 3 min d'acquisition, si une pente claire se dégageait rapidement. Ceci
 666 notamment lorsque les conditions météorologiques, chaudes et ensoleillées, laissaient
 667 supposer une différence rapidement importante vis-à-vis des conditions extérieures.
 668 Généralement, deux acquisitions de CO₂ sont faites à la suite sur une même embase.
 669 La première, avec la chambre transparente nue, permettant l'enregistrement de l'ENE
 670 (Figure 2.7-a). La seconde avec la chambre recouverte d'une chaussette de tissu occul-
 671 tant, isolant la chambre de la lumière, permettant d'interrompre la photosynthèse et
 672 donc d'enregistrer les respirations (RE) (Figure 2.7-b).

673 De nombreux écueils peuvent rendre une mesure inexploitable. D'abord le placement
 674 de la chambre, cela peut sembler trivial mais positionner la chambre au milieu d'her-



FIGURE 2.8 – SPIRIT

675 bacées et de bruyères n'est pas toujours évident. Plus anecdotiquement des sphaignes
676 gelées, recouvrant les bords de l'embase rendent la pose de la chambre difficile voire
677 impossible. Enfin selon l'heure de la journée des gradients de concentrations peuvent
678 être présent et augmenter localement les concentrations de CO₂ de façon importante
679 allant jusqu'à saturer la sonde.

680 Au vu du volume de données acquises et souhaitant garder l'intérêt de mesures
681 manuelles, à savoir le contrôle humain des flux et des conditions de mesure, il a été
682 nécessaire de développer un outil de traitement facilitant le contrôle et le calcul des flux.
683 Ceci afin d'éviter de recourir à des seuils arbitraires (typiquement une valeur de R²)
684 pour le contrôle qualité des données, mais également de permettre une reproductibilité
685 et un traçage des modifications effectuées sur les données brutes. (donner des exemples)
686 Ce travail est présenté dans l'annexe D.

⁶⁸⁷ **2.3.3 Les mesures de CH₄**

⁶⁸⁸ Les mesures de CH₄ ont été réalisée avec une chambre aux caractéristiques similaires
⁶⁸⁹ à celles utilisées pour les mesures de CO₂ à l'exception de l'interface avec l'analyseur.
⁶⁹⁰ La méthode de la chambre dynamique fermée a été utilisée pour réaliser ces mesures,
⁶⁹¹ elle diffère donc légèrement de celle utilisée pour le CO₂ puisqu'elle nécessite la mise en
⁶⁹² oeuvre d'un système de pompe pour transporter le gaz jusqu'à l'analyseur. Les mesures
⁶⁹³ de concentration en CH₄ ont été réalisée à l'aide du SPIRIT (Figure 2.8).

⁶⁹⁴ C'est un SPectrometre Infra Rouge In-situ Troposphérique développé par le LPC2E.
⁶⁹⁵ La spectrométrie infra-rouge se base sur la mesure de l'absorption d'un rayonnement
⁶⁹⁶ infrarouge par des molécules conduisant Cet instrument profite de l'expertise acquise
⁶⁹⁷ par le laboratoire dans le domaine de la métrologie infra-rouge, notamment avec le
⁶⁹⁸ développement de son ancêtre le SPIRALE (SPectroscopie Infra Rouge par Absorption
⁶⁹⁹ de Lasers Embarqués). Plus petit et plus léger (100 kg), le SPIRIT a été développé
⁷⁰⁰ en différentes versions, fonction des usages. Il existe actuellement une version sol et
⁷⁰¹ une version avion de l'appareil. Les capacités du SPIRIT sont principalement liées
⁷⁰² à deux éléments. Premièrement l'invention d'une cellule à réflexion multiple par le
⁷⁰³ LPC2E ([Robert, 2007](#)), permettant d'adapter facilement la longueur du parcours op-
⁷⁰⁴ tique en fonction de la concentration des gaz à mesurer. Deuxièmement l'utilisation de
⁷⁰⁵ lasers à cascades quantique (QCL), dont la puissance permet d'augmenter le nombre
⁷⁰⁶ de réflexion et la sensibilité des mesures d'absorption. Les QCL installés émettent sé-
⁷⁰⁷ quentiellement dans le moyen infra-rouge (2,5 à 25 µm) (Choix dicté par l'absorbance
⁷⁰⁸ à ces longueurs d'onde d'un grand nombre d'espèce d'intérêt et l'intensité importante
⁷⁰⁹ des raies d'absorption.) et dans une fenêtre spécifique aux espèces que l'on souhaite
⁷¹⁰ mesurer. Après son émission, le laser est divisé en deux. La première partie traverse
⁷¹¹ une cellule de référence, contenant un gaz de concentration connue. La seconde partie
⁷¹² traverse une cellule de mesure, contenant le gaz à mesurer. Les deux parties du laser
⁷¹³ débouchent finalement sur les détecteurs. Le fonctionnement détaillé du SPIRIT-sol
⁷¹⁴ est décrit dans [Guimbaud *et al.* \(2011\)](#).

715 **2.3.4 Le calcul des flux**

716 Que ce soit pour le CO₂ ou le CH₄, le flux de gaz est calculé à l'aide de l'équation
717 suivante :

$$F = \frac{dX}{dt} \times \frac{P}{R \times T} \times \frac{V}{S} \quad (2.1)$$

718 Avec :

719 F : le flux en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$

720 X : la concentration en gaz mesuré en $\mu\text{mol mol}^{-1}$

721 P : la pression atmosphérique en $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$

722 R : la constante des gaz parfait en $\text{kg m}^2 \text{s}^{-2} \text{mol}^{-1} \text{K}^{-1}$

723 T : la température dans la chambre en K

724 V : le volume de la chambre en m³

725 S : la surface occupée par l'embase en m²

726 **2.4 Facteurs contrôlants**

727 Afin de déterminer l'impact de facteurs contrôlants sur ces flux, mesurer les flux
728 ne suffit pas il faut également mesurer les variables environnementales dont on pense
729 qu'elles seront des facteurs contrôlants important. La description des techniques et
730 matériels communs aux différentes expérimentations utilisées est développée ci-dessous.
731 Par contre leur mise en œuvre ou caractéristiques spécifiques, comme la fréquence des
732 mesures, sera décrite individuellement au niveau des parties détaillant chacune des
733 expérimentations.

734 **2.4.1 acquisitions automatisées**

735 Les paramètres météorologiques ont été mesurés, en un point, au centre de la tour-
736 bière (Figure 2.2)(carte ?) à l'aide d'une station d'acquisition Campbell installée sur le

2.4. Facteurs contrôlants

site en 2008. Les variables ont été acquises à une fréquence horaire jusqu'au 20 février 2014 puis toutes les demi-heures par la suite. Les paramètres enregistrés sont la pression atmosphérique, l'humidité relative de l'air, la pluviométrie, l'irradiation solaire, la vitesse et la direction du vent. (**détail du matos ?**). Cette même station a également permis l'acquisition de la température de l'air et de la tourbe à -5, -10, -20 et -40 cm. Installées à la même époque, quatre sondes **OTT ?** de mesure du niveau de la nappe d'eau permettent le suivi du niveau de la nappe dans la tourbière.

744 3 Bilan de C de la tourbière de La Guette

745

746	3.1 Introduction	48
747	3.2 Procédure expérimentale et analytique	49
748	3.2.1 Méthodes de mesures	49
749	3.2.2 Modélisation du bilan de C	51
750	3.3 Résultats	56
751	3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tourbière de La Guette	56
752	3.3.2 Sélection des modèles	61
753	3.3.3 Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle de l'écosystème	69
754	3.3.4 Variabilité spatiale du bilan	76
755	3.4 Discussion	78
756	3.4.1 Estimations des flux	78
757	3.4.2 Estimations des bilans	81
758	3.4.3 Sensibilité et limitations du bilan	81
759	3.4.4 Représentativité locale du modèle	82
760	3.4.5 Variation du bilan avec la végétation	82
761	3.4.6 perspectives	83
762		
763		
764		
765		
766		

₇₆₇ 3.1 Introduction

₇₆₈ La majorité des écosystèmes tourbeux pour lesquels un bilan de carbone a été es-
₇₆₉ timé, se situe sous les hautes latitudes de l'hémisphère nord comme par exemple en
₇₇₀ Suède ([Waddington et Roulet, 2000; Peichl *et al.*, 2014](#)), en Finlande ([Alm *et al.*, 1997](#)),
₇₇₁ au Canada ([Trudeau *et al.*, 2014](#)). Les tourbières situées plus au sud ont fait l'objet de
₇₇₂ rare estimation de bilan (e.g. tourbière du Jura français par [Bortoluzzi *et al.* \(2006\)](#)).
₇₇₃ L'étude de ces écosystèmes présent à la limite sud de leur extension est importante car
₇₇₄ ils expérimentent des conditions plus extrêmes que les autres qui sans être identiques,
₇₇₅ peuvent se rapprocher de celles que subiront d'autres écosystèmes tourbeux suite au
₇₇₆ réchauffement climatique. Par ailleurs, concernant la tourbière de La Guette, ce site
₇₇₇ est représentatif d'une grande partie des tourbières dans les perturbations qu'elle su-
₇₇₈ bie : son drainage et son envahissement par une végétation vasculaire (cf Chapitre 2)
₇₇₉ Le premier objectif de ce chapitre est donc d'établir le bilan de C de la tourbière de
₇₈₀ La Guette. Le second objectif est de caractériser la variabilité spatiale de ces flux de
₇₈₁ GES à travers ce bilan de C. En effet les tourbières sont des écosystèmes avec des
₇₈₂ conditions environnementales qui peuvent varier dans l'espace. Par exemple le niveau
₇₈₃ de la nappe, à cause de variation micro-topographique peut être plus ou moins élevé,
₇₈₄ faire des flaques d'eau libre ou au contraire être quelques dizaines de centimètres sous
₇₈₅ la surface du sol. Conséquence de ces variations, ces micro-environnements abritent
₇₈₆ des communautés végétales et microbiennes différentes. Finalement ces conditions en-
₇₈₇ vironnementales contrôlant les flux, ceux-ci varient également. Estimer ces variations
₇₈₈ est donc nécessaire afin de préciser dans quelle mesure elles influent sur le bilan de C.

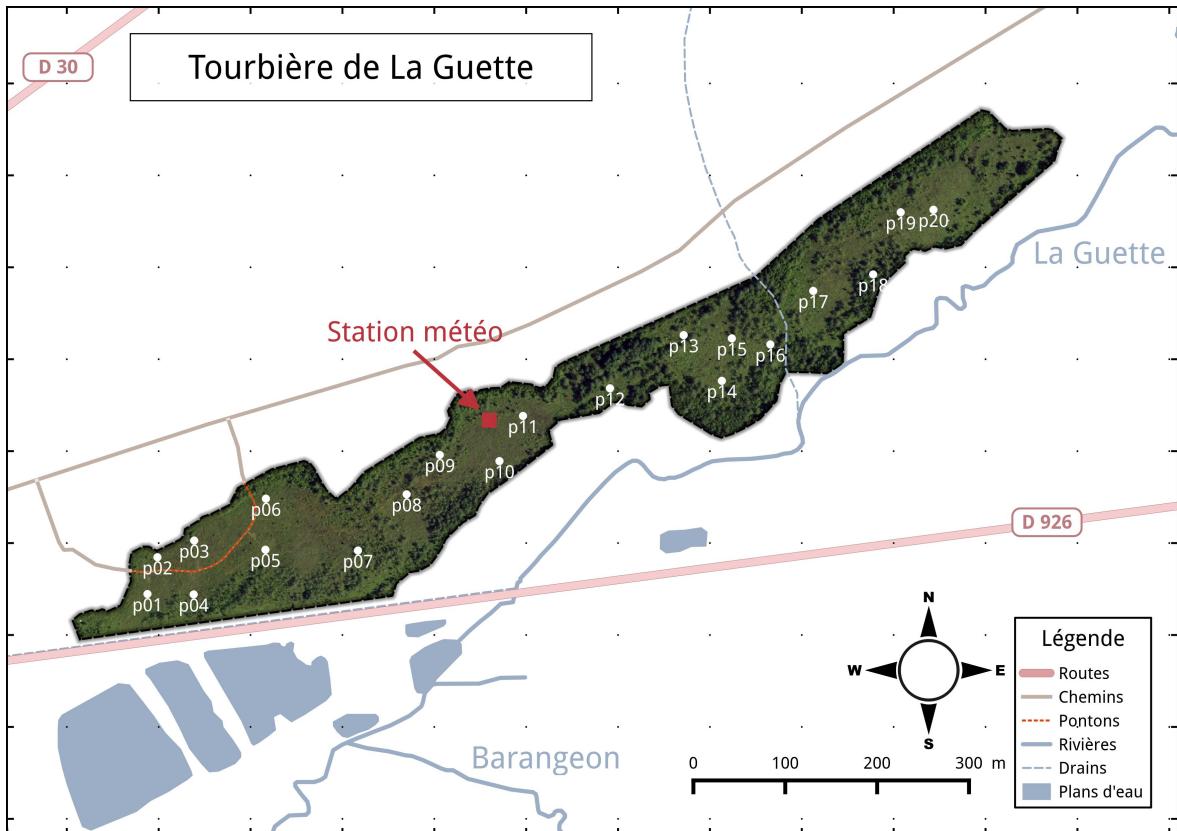


FIGURE 3.1 – Répartition des 20 placettes de mesures suivant un échantillonnage aléatoire stratifié.

789 3.2 Procédure expérimentale et analytique

790 3.2.1 Méthodes de mesures

791 Mesures de flux de gaz

792 Les mesures des flux de CO₂ et de CH₄ ont été effectuées en utilisant la méthode
 793 décrite dans la partie 2.3. En juin 2011, 20 placettes ont été installées ¹ selon un échan-
 794 tillonnage aléatoire stratifié : La surface de la tourbière a été divisée selon une grille de
 795 20 mailles et un point choisi aléatoirement dans chaque maille localise chaque placette.
 796 La taille de la maille a été ajustée de manière à avoir vingt 20 carrés sur la surface de
 797 la tourbière. Cette méthode permet de conserver un échantillonnage aléatoire tout en

¹. je remercie ici Sébastien Gogo pour avoir installé ces placettes sur le terrain avant même mon arrivée.

3.2. Procédure expérimentale et analytique

798 étant assuré d'avoir une représentativité homogène du site. Les placettes, délimitées
799 par des piquets, occupaient une surface de 4 m^2 ($2 \times 2\text{ m}$), à l'intérieur de laquelle ont
800 été installé de façon permanente un piézomètre et une embase permettant la mesure
801 des flux de gaz (Les embases sont décrites dans le chapitre 2, partie 2.3.2). Usuelle-
802 ment les placettes sont séparées en groupes micro-topographiques (Figure 1.1), avec des
803 embases positionnées sur les buttes (*hummock*), les trous (*hollows*) et les zones d'eau
804 libre (*pool*) (Alm *et al.*, 1997; Waddington et Roulet, 2000). Ou encore selon différent
805 traitements, réhabilité/non réhabilité, exploité/non exploité, manipulé/non manipulé
806 (Bortoluzzi *et al.*, 2006; Strack et Zuback, 2013). Ceci a l'avantage de permettre une
807 distinction fine des capacités sources/puits mais a l'inconvénient du placement proche
808 des embases les unes des autres limitant la représentativité spatiale des mesures. Elles
809 peuvent également être séparées en zone dans la tourbière, haut-marais *versus* bas-
810 marais, ou réhabilité *versus* non-réhabilité. Afin de gagner en représentativité spatiale,
811 la taille du site le permettant, il a été décidé de positionner des placettes sur l'ensemble
812 du site. De plus, du fait de l'omniprésence de végétation vasculaire, et de la taille des
813 chambres par rapport à la micro-topographie une telle approche était difficile à mettre
814 en oeuvre.

815 Les flux de CO_2 et de CH_4 sont mesurés. Des tests effectués sur la tourbière ayant
816 montré des émissions nulles de N_2O , ce gaz n'a pas été étudié. Les mesures de CO_2
817 ont été effectuées de mars 2013 à février 2015, avec une fréquence quasiment mensuelle
818 (20 campagnes, pour 24 mois de mesures). Les mesures de CH_4 ont été effectuées avec
819 une fréquence et sur un nombre d'embases inférieur (12 campagnes, 5 embases). Ceci
820 a été déterminé par la difficulté de déploiement *in-situ* de l'instrument SPIRIT (lourd,
821 difficilement transportable dans un milieu tourbeux).

822 Les facteurs contrôlant mesurés manuellement sont la pression atmosphérique, le
823 rayonnement photosynthétique actif (*photosynthetically active radiation*, PAR), les tem-
824 pératures du sol à différentes profondeurs, la végétation (pourcentage de recouvrement),
825 le niveau de la nappe d'eau. Des prélèvements d'eau ont été effectués chaque mois pour
826 mesurer le pH et la conductivité (mesures effectuées sur le terrain après les mesures de

827 flux). Les échantillons ont été congelés pour la mesure ultérieure de la concentration
828 en carbone organique dissout. Ces mesures nécessitant d'accéder aux placettes régu-
829 lièrement, des planches de bois ont été utilisées comme pontons mobiles pour limiter
830 les perturbations. La dispersion des placettes sur l'ensemble du site a rendu impossible
831 une installation plus permanente.

832 Les mesures automatiquement acquise via une station météo Campbell sont la tem-
833 pérature de l'air, température de la tourbe à -5 , -10 , -20 et -40 cm de profondeur,
834 vitesse et direction du vent, humidité relative de l'air, rayonnement solaire, pression
835 atmosphérique.

836 3.2.2 Modélisation du bilan de C

837 Estimation du bilan et variabilité temporelle

838 Pour estimer le bilan de carbone du site il est nécessaire d'établir des modèles
839 reliant des flux mesurés ponctuellement avec des variables explicatives mesurées à haute
840 fréquence (e.g. relation entre la respiration de l'écosystème et la température de l'air).
841 Ces relations empiriques permettront d'interpoler les données acquises mensuellement
842 sur l'ensemble des deux années de mesure et de reconstituer ainsi une chronique de flux
843 dont l'intégration dans le temps permettra d'estimer une quantité sur l'année. Pour
844 établir ces modèles empiriques les données acquises ont été moyennées par campagne
845 de mesure. Ceci permettant, dans un premier temps, de s'affranchir de la variabilité
846 spatiale des flux pour se concentrer sur la variabilité temporelle. Les relations entre
847 flux et facteurs contrôlant ont ensuite été étudiées deux à deux.

848 La RE, et l'ENE sont mesurés directement sur le terrain. Cependant afin d'établir
849 le bilan de C tout en gardant une discrimination entre flux d'entrée et de sortie la RE et
850 la PPB (obtenue grâce à l'équation $PPB = ENE - RE$) ont été modélisé séparément.
851 Les flux en phase gazeuse ont été modélisés en partant d'équations usuellement utilisées
852 et dans lesquelles la température est le facteur contrôlant majeur. Puis les résidus² de
853 ces modèles de base ont ensuite été étudiés en fonction des facteurs de contrôle restant.

2. Valeurs moyennes - Valeurs moyennes estimées

3.2. Procédure expérimentale et analytique

854 Dans le cas où une tendance est visible, le facteur est intégré.

855 Les modèles ont été comparés avec différents indicateurs : Le coefficient de dé-
856 termination (R^2), l'erreur standard normalisée (*Normalised Root Mean Square Error*,
857 NRMSE) et le critère d'information d'Akaike (*Akaike Information Criterion*, AIC). Le
858 R^2 est utilisé comme indicateur de la proportion de la variabilité des données expliquée
859 par le modèle, sa valeur est comprise entre 0 et 1. La RMSE et sa normalisation par la
860 moyenne NRMSE sont utilisés comme indicateur de l'écart entre les données mesurées
861 et les données modélisées. L'AIC permet de déterminer la pertinence de l'ajout d'un
862 paramètre sur la représentation des données par le modèle.

863 La température a été choisie comme base de départ à la construction des modèles
864 de RE et PPBsat, à la fois car c'est le facteur de contrôle le plus souvent invoqué et à
865 la fois car les corrélations avec les flux étaient les plus forte. Concernant la respiration
866 de l'écosystème, les températures utilisées dans la littérature sont variables. La tem-
867 pérature la plus utilisée est la température du sol à -5 cm ([Ballantyne et al., 2014](#)).
868 La température de l'air et la température du sol à -10 cm sont aussi régulièrement
869 utilisées ([Bortoluzzi et al., 2006](#); [Kim et Verma, 1992](#)). Cette profondeur, -5 cm, est
870 régulièrement utilisée car c'est dans la tourbe, proche de la surface que la respiration
871 du sol est la plus importante. **production CO2 ? profils ?** C'est également à des
872 profondeurs relativement faibles que se situent la majorité des racines (**Réf needed**).
873 La respiration liée aux racines (autotrophe et hétérotrophe stimulée par les exsudats
874 racinaires) peut contribuer à la respiration du sol (**de l'écosystème ?**) pour 35 à 60 %
875 ([Silvola et al., 1996](#); [Crow et Wieder, 2005](#)). La RE est estimée directement à partir
876 des données acquises moyennées en partant de la température connue pour contrô-
877 ler une grande partie de ce flux. Les modèles les plus fréquemment utilisés (linéaire,
878 exponentiel, arrhénius) ont été testés.

879 Pas de consensus émerge de la littérature quant aux facteurs contrôlant les émissions
880 de CH₄. La température, ([?Bubier et al., 1995](#)), le niveau de la nappe ([Bubier et al.,](#)
881 [1993](#)) et/ou la végétation ([Bortoluzzi et al., 2006](#)) peuvent être utilisés isolément ou
882 conjointement.

883 Après la phase de calibration, les facteurs de contrôle utilisés dans les modèles
884 ont été évalués à l'aide de données indépendantes issues d'une autre expérimentation
885 réalisée sur le même site en 2014. Les méthodes de mesures des flux sont strictement
886 identiques à celles utilisées pour établir le bilan de carbone. En revanche le position-
887 nement des placettes est beaucoup plus classique : proches les unes des autres, et avec
888 différents traitements. Afin de pouvoir les comparer, seule les placettes de contrôles,
889 (n'ayant donc subie aucune manipulation) de cette expérimentation seront utilisées soit
890 4 placettes dans une station en amont et 4 en aval de la tourbière de La Guette (plus
891 de détails dans l'annexe C). Le terme d'évaluation est préféré à celui de validation car
892 le nouveau jeu de données utilisé bien qu'indépendant de celui utilisé pour la calibra-
893 tion n'a pas été acquis de manière strictement identique, notamment au niveau de la
894 répartition des embases sur le site.

895 Enfin les facteurs contrôlants ont été interpolés au pas de mesure de la station
896 météo présente sur le site, c'est-à-dire à l'heure. Pour des données dont l'acquisition
897 est manuelle uniquement, comme la végétation, une interpolation linéaire est faite
898 entre les points de mesures. Pour les données acquises à la fois automatiquement par
899 la station météorologique et manuellement, comme la température de l'air ou de la
900 tourbe, l'interpolation est faite à partir de la relation entre les mesures continues et
901 ponctuelles. Les flux sont ensuite recalculés (en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{h}^{-1}$) à l'échelle horaire sur
902 les deux années de mesure puis sommés afin d'estimer les bilans de carbone. Ces bilans
903 sont par la suite exprimés en gC m^{-2} par période de temps (souvent l'année).

904 **Étude de la variabilité spatiale**

905 Deux approches ont été testées afin de caractériser la variabilité spatiale des flux et
906 du bilan. La première consiste à calibrer par placette les modèles sélectionnés lors de la
907 modélisation à l'échelle de l'écosystème. Cette opération permet ainsi calculer des flux
908 par placette et éventuellement un bilan. L'inconvénient de cette méthode étant le faible
909 nombre de points permettant la calibration des modèles conduisant éventuellement à
910 une forte erreur sur l'estimation des paramètres voire à la non convergence des modèles.

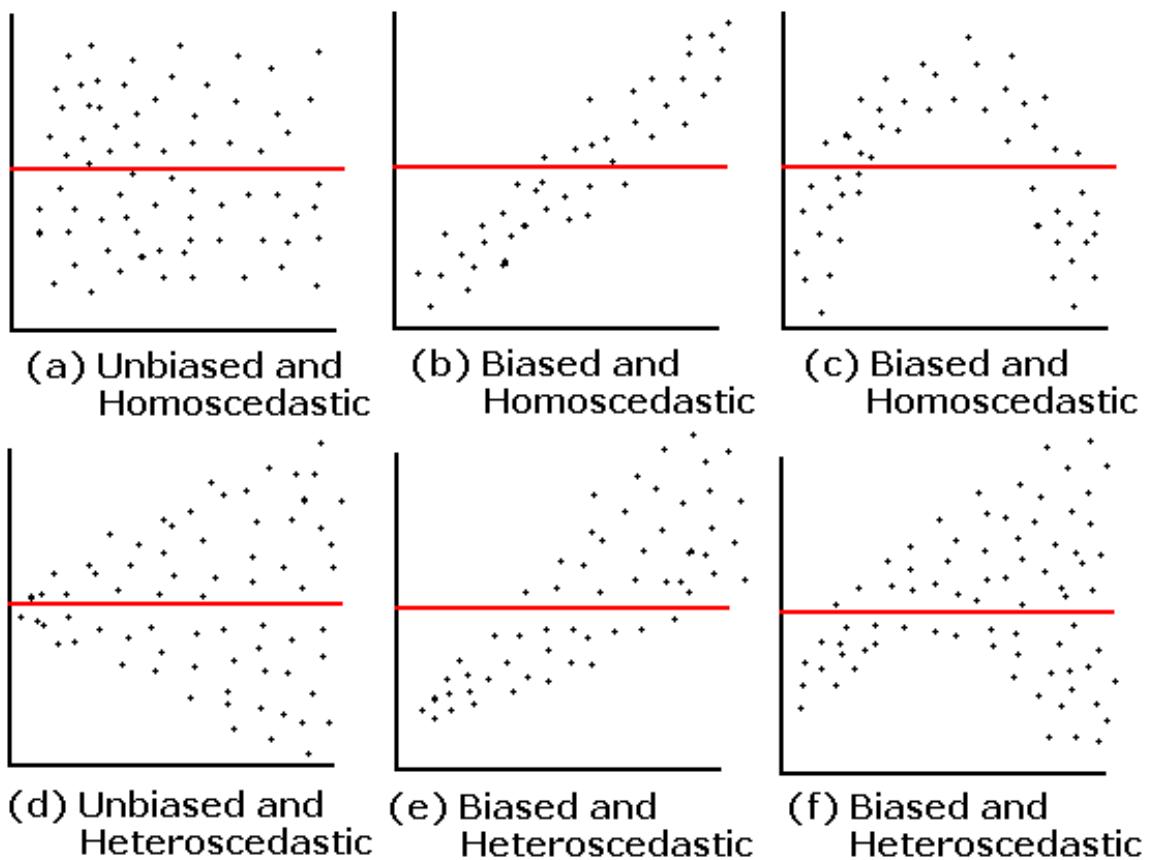


FIGURE 3.2 – Cas idéaux de distribution des résidus (source ?)

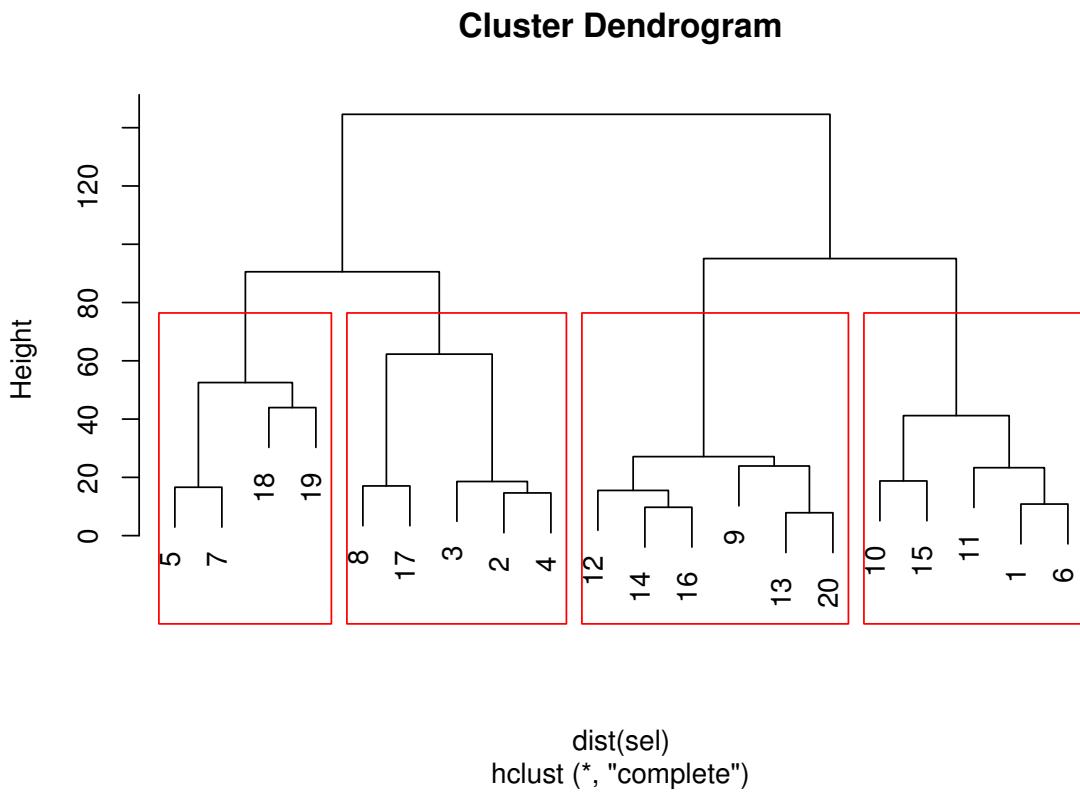


FIGURE 3.3 – Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinales, herbacées et arbustives)

911 La seconde approche permet de palier en partie à ce souci en faisant des groupes de
 912 placette. Ces ensembles de placette ont été fait en regroupant les placettes ayant la
 913 composition végétale la plus proche. Ce choix se justifie par le fait que la végétation
 914 joue un rôle important tout en étant délicate à prendre en compte. La température,
 915 plus facile à mesurer et le niveau de la nappe, qui n'a que peu varié, semblait des choix
 916 moins pertinent. Le partitionnement a été fait via une classification hiérarchique et
 917 quatre groupes ont été déterminés (Figure 3.3).

3.3. Résultats

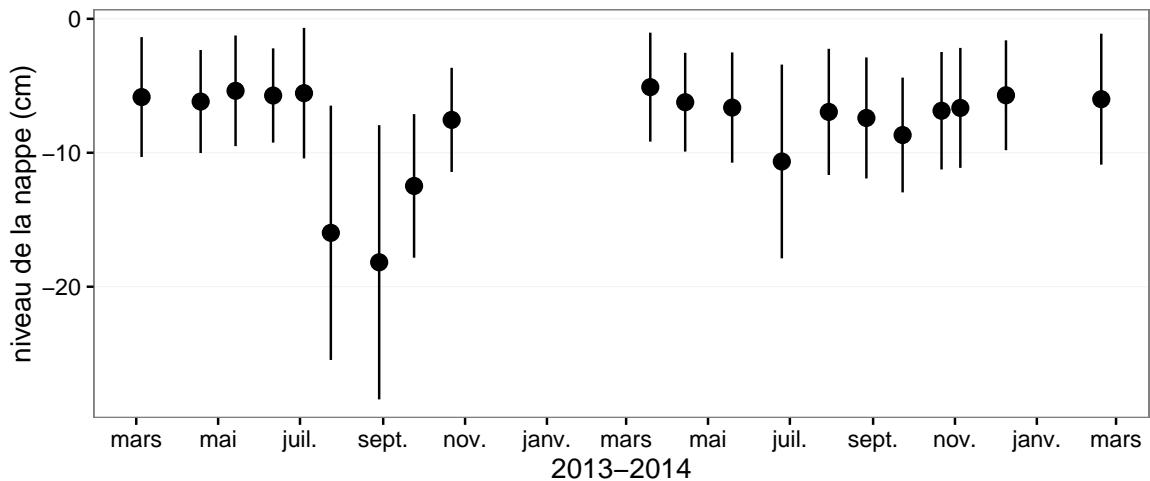


FIGURE 3.4 – Évolution du niveau de la nappe moyen des 20 embases mesuré pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

918 3.3 Résultats

919 3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tour- 920 bière de La Guette

921 Les Facteurs contrôlant

922 L'évolution du niveau de la nappe des 20 placettes est marquée par un étiage d'une
923 vingtaine de centimètres en moyenne en 2013 et l'absence d'un étiage net en 2014
924 (Figure 3.4). Le niveau de la nappe moyen ne descend pas sous la barre des -10 cm
925 avec $-9,2 \pm 7,6$ et $-7,1 \pm 4,8\text{ cm}$ respectivement pour 2013 et 2014. Ces observations
926 sont cohérentes avec les mesures haute fréquence (Figure 2.5), et confirment l'étiage
927 particulièrement haut de ces 2 années vis-à-vis des précédentes.

928 La température de l'air mesurée manuellement montre une variabilité saisonnière
929 cohérente avec celle mesurées par la station météo. La variabilité saisonnière de la
930 température est également visible dans le sol avec cependant un amortissement et une
931 diminution de la variabilité avec la profondeur (figure 3.5)

932 La conductivité moyenne mesurée sur le site varie entre 35 and $55\text{ }\mu\text{S m}^{-2}\text{ s}^{-1}$ (fi-
933 gure 3.6).

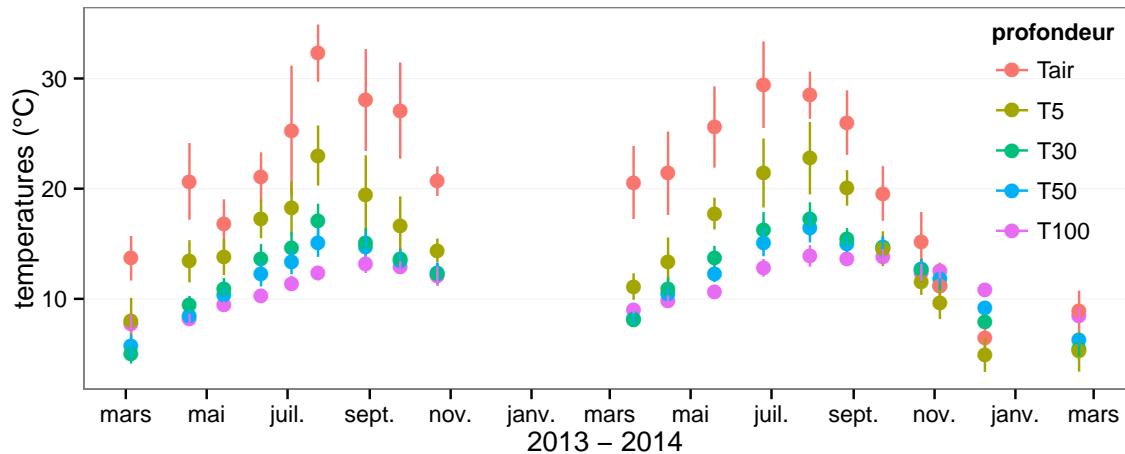


FIGURE 3.5 – Évolution des températures de l'air (Tair) et du sol à -5 , -30 , -50 et -100 cm (T5, T30, T50 et T100 respectivement) moyenne mesurée lors des campagnes de terrain de mars 2013 à février 2015

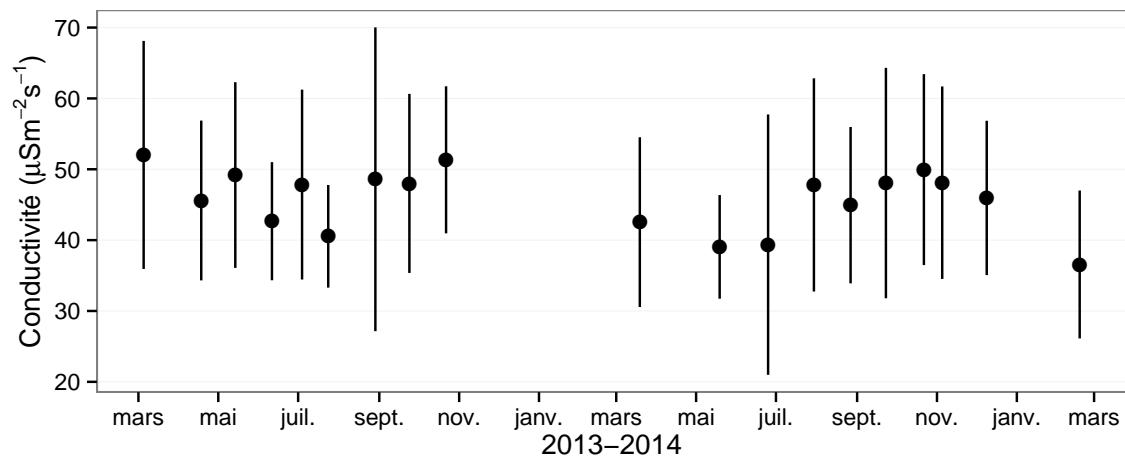


FIGURE 3.6 – Évolution de la conductivité pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

3.3. Résultats

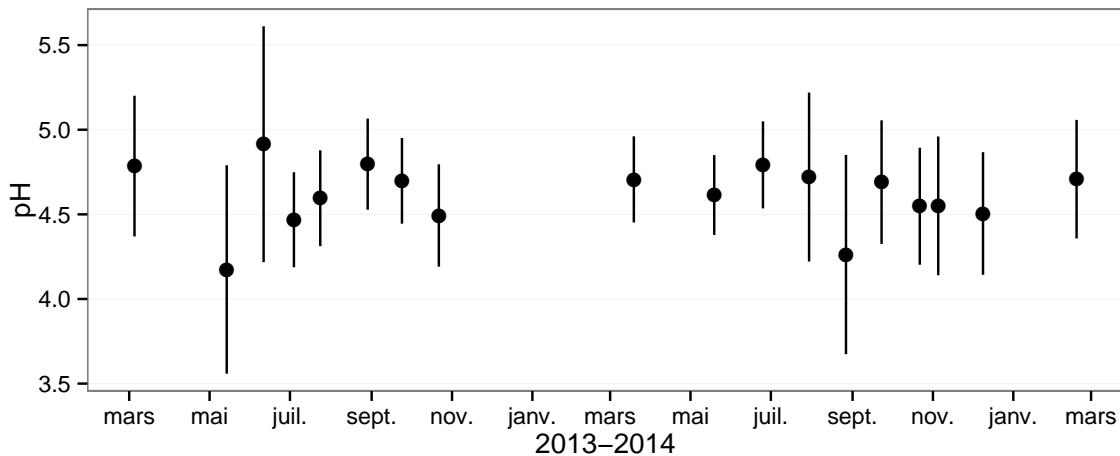


FIGURE 3.7 – Évolution du pH pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

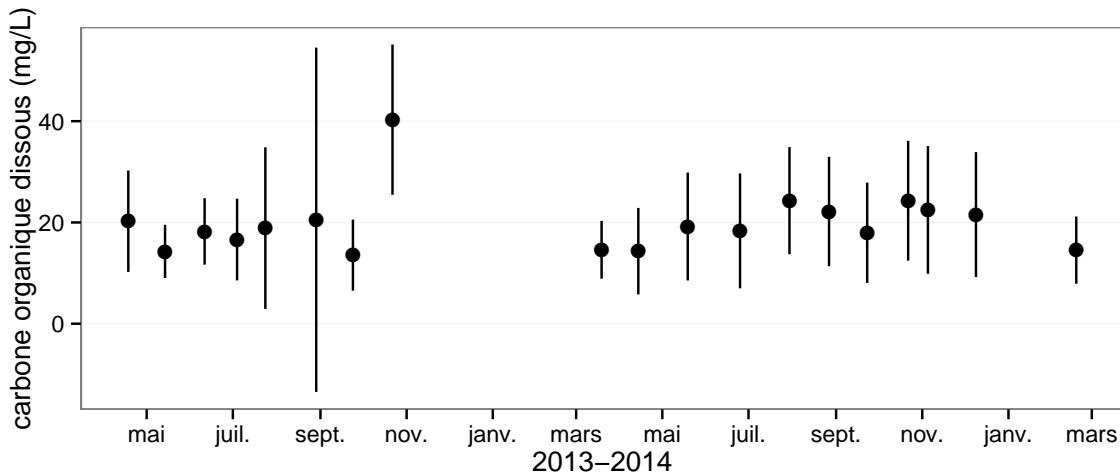


FIGURE 3.8 – Évolution de la concentration en carbone organique dissous dans l'eau du sol pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

934 En moyenne le pH mesuré sur la tourbière de La Guette est compris entre 4 et 5
935 (figure 3.7). Ces valeurs sont cohérentes avec la classification en *poor-fen* du site .

936 La concentration en carbone organique dissous présente dans l'eau de la tourbière
937 est compris en moyenne entre 10 et 30 mg L⁻¹ (figure 3.8).

938 Les flux de carbone

939 L'ensemble des mesures de CO₂ s'étendent de mars 2013 à février 2015. Cependant
940 de novembre 2013 à février 2014 les mesures ont été interrompues suite à des problèmes
941 techniques. Les deux saisons de végétation, ont pu être mesurées dans leur ensemble,

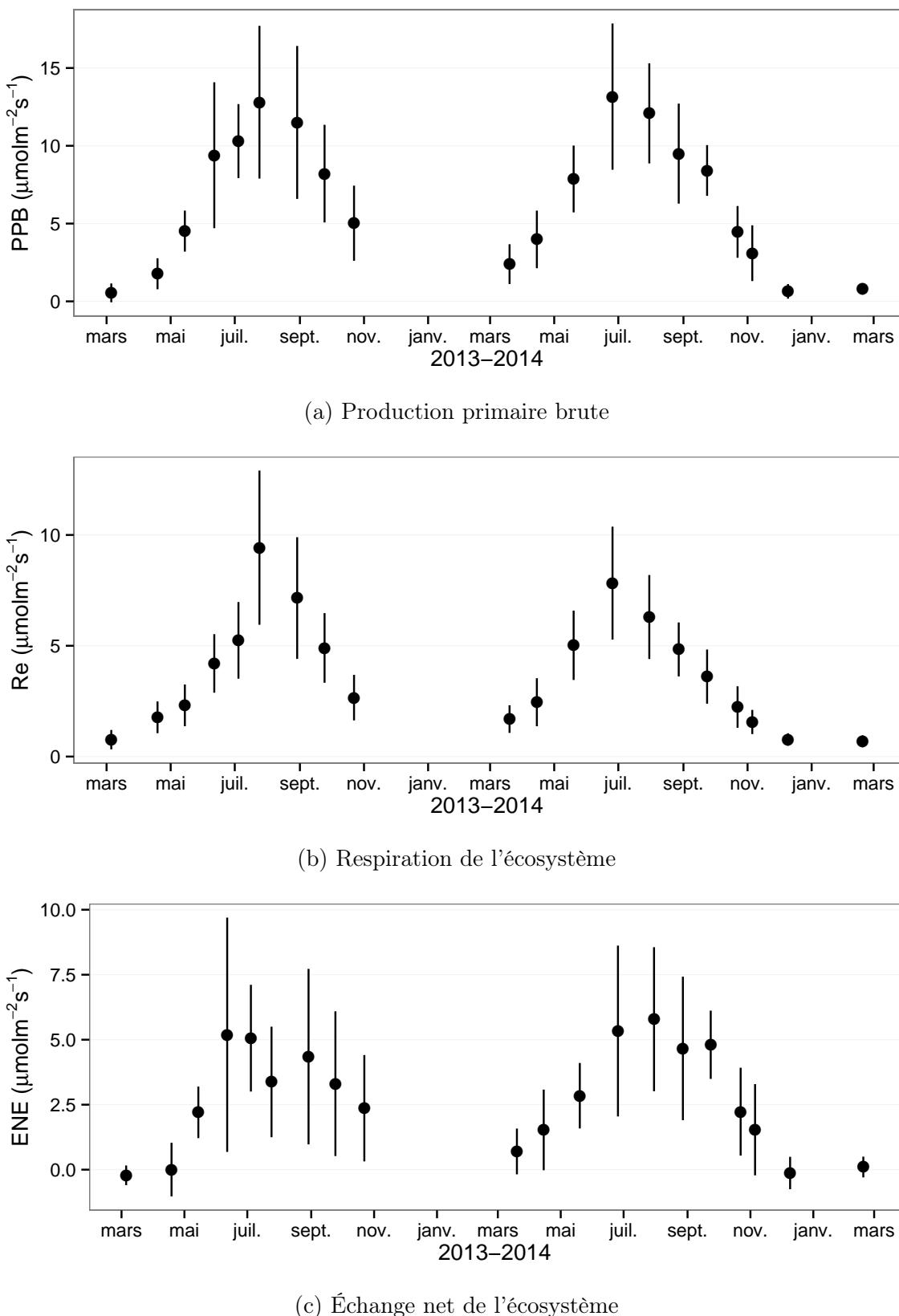


FIGURE 3.9 – Évolution du niveau de PPB, RE et ENE pendant la période de mesure. Moyenne des 20 embases de mars 2013 à février 2015.

3.3. Résultats

942 permettant d'avoir un jeu de données représentatif sur le fonctionnement de l'écosys-
943 tème. À noter également que pour l'ensemble des flux, la déviation standard augmente
944 avec les valeurs mesurées.

945 En 2013, les valeurs de la PPB (flux de CO₂ entrant dans l'écosystème) augmentent
946 au printemps et une partie de l'été avec un maximum de $12,80 \pm 4,91 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
947 atteint fin juillet, avant de diminuer à partir d'août (Figure 3.9a). En 2014 la PPB
948 maximale est atteinte en juin ($13,16 \pm 4,70 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), soit environ un mois plus tôt
949 que l'année précédente. Puis pendant l'été et l'automne les valeurs décroissent jusqu'à
950 être proche de 0. En moyenne les valeurs de la PPB sont de $7,12 \pm 5,19 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
951 en 2013 et de $6,56 \pm 4,72 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en 2014 (Figure 3.9a).

952 La RE (flux de CO₂ sortant de l'écosystème) en 2013 augmente pendant le prin-
953 temps et une partie de l'été (Figure 3.9b). Elle atteint un maximum de $9,43 \pm 3,48 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
954 en juillet avant de diminuer. En 2014 la RE atteint, comme la PPB, son maximum plus
955 tôt, en juin à $7,83 \pm 2,55 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ avant de décroître jusqu'en hiver pour approcher
956 des valeurs nulles. La moyenne annuelle de RE en 2013 est de $4,27 \pm 3,16 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$,
957 ce qui est légèrement supérieure à celle de 2014 : $3,63 \pm 2,56 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Figure 3.9b).

958 Concernant l'ENE (bilan des flux de CO₂ entrant et sortant), elle augmente en 2013
959 jusque $5,19 \pm 4,51 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, avec un maximum en juin, avant de diminuer jusqu'à
960 la fin de l'année. Cependant, cette baisse est moins uniforme que celle des deux flux
961 précédents, avec notamment une augmentation de l'ENE entre juillet et août 2013.
962 Ceci étant, il faut également noter les valeurs importantes de la déviation standard
963 particulièrement en juin et en août. En 2014, l'ENE maximum est atteinte en juillet
964 avec $5,79 \pm 2,77 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ avant qu'elle ne décroisse. Cette baisse est cependant plus
965 homogène qu'en 2013. les moyennes de l'ENE en 2013 et 2014 sont très proches sont
966 respectivement de $2,85 \pm 3,05 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ et $2,93 \pm 2,77 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Figure 3.9c).

967 Les flux de CH₄ comme ceux du CO₂ montrent une variabilité saisonnière importante.
968 Cependant les flux de CH₄ mesurés sont un ordre de grandeur en dessous de ceux
969 mesurés pour le CO₂ (Figure 3.10). À l'inverse de ce dernier, l'importance des flux de
970 CH₄ mesurés en 2013 et 2014 est différente. En 2013 les flux sont moins importants

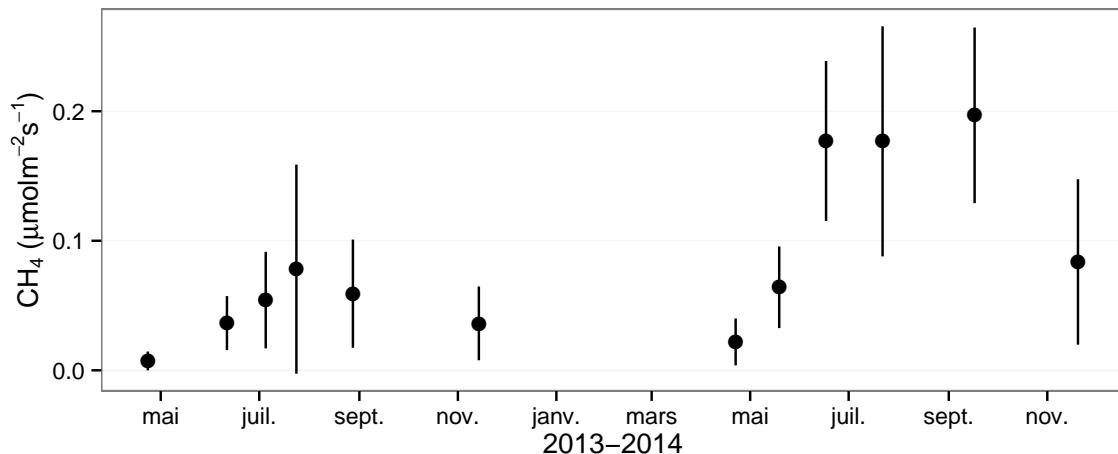


FIGURE 3.10 – Évolution des flux de méthane moyen (N?) pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

971 qu'en 2014 avec des maximum de 0,078 et 0,196 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ respectivement.

972 Les relations flux gazeux et facteurs contrôlant

973 Comme précisé précédemment, le niveau de la nappe n'a que peu varié pendant les
 974 deux années de mesures. De ce fait aucune relation claire ne se distingue entre les flux
 975 et le niveau de la nappe que ce soit pour le CO₂ (PPB et RE) ou le CH₄ (Figure 3.11).

976 La PPB et la RE présentent cependant des relations avec la température de l'air,
 977 et l'indice de végétation, même si pour ce dernier les tendances sont moins claires,
 978 particulièrement pour la RE (Figure 3.11). Le CH₄ quant à lui ne présente pas de
 979 relation avec la température de l'air, mais une tendance exponentielle est visible vis-à-
 980 vis de l'indice de végétation (Figure 3.11). (**CH₄ et Température dans la tourbe ?**)

981 3.3.2 Sélection des modèles

982 La Production Primaire Brute

983 L'estimation de la PPB se fait en deux étapes. Dans un premier temps on estime le
 984 potentiel maximum de photosynthèse à un instant donné dans des conditions de lumière
 985 saturante (PPBsat). Ce potentiel peut varier avec les conditions environnementales et
 986 a été déterminé en utilisant l'équation de (June *et al.*, 2004) qui relie la vitesse de

3.3. Résultats

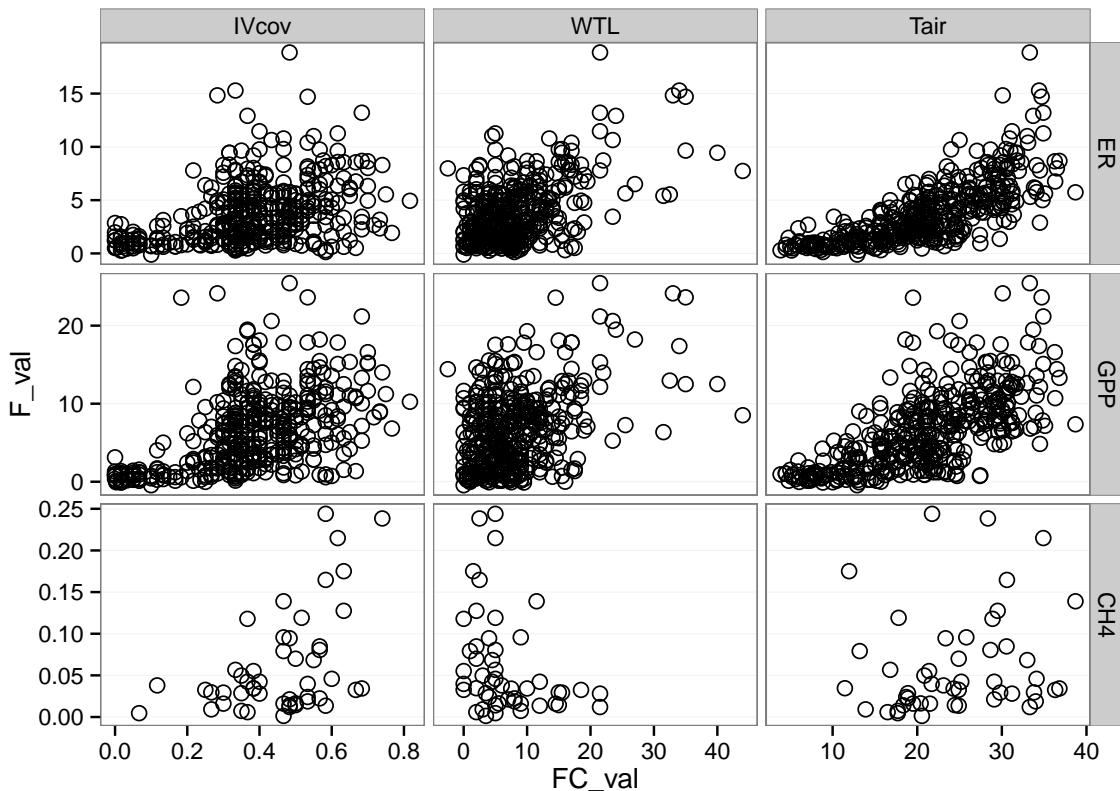


FIGURE 3.11 – Relations entre les flux de gaz et une sélection de facteurs contrôlant

987 transport des électrons photosynthétiques à lumière saturante à la température :

$$PPB_{sat} = a * \exp\left(\frac{Tair - b}{c}\right)^2 \quad (3.1)$$

988 Avec a la vitesse de transport des électrons photosynthétique à lumière saturante, b
 989 la température optimale pour ce transport et c la différence de température à laquelle
 990 à laquelle PPB_{sat} vaut e⁻¹ de sa valeur à la température optimale. À partir de ce
 991 potentiel à lumière saturante, la PPB est estimée en prenant en compte la lumino-
 992 sité. On utilise l'équation 3.2 proposée par (Bubier *et al.*, 1998) et régulièrement et
 993 majoritairement utilisée (Bortoluzzi *et al.*, 2006; Worrall *et al.*, 2009) :

$$PPB = \frac{PPB_{sat} * a * PAR}{PPB_{sat} + a * PAR} \quad (3.2)$$

994 L'utilisation de l'équation de June seule, avec la température de l'air comme variable
 995 explicative de la PPB_{sat}, permet d'expliquer 66 % des variations observées avec une

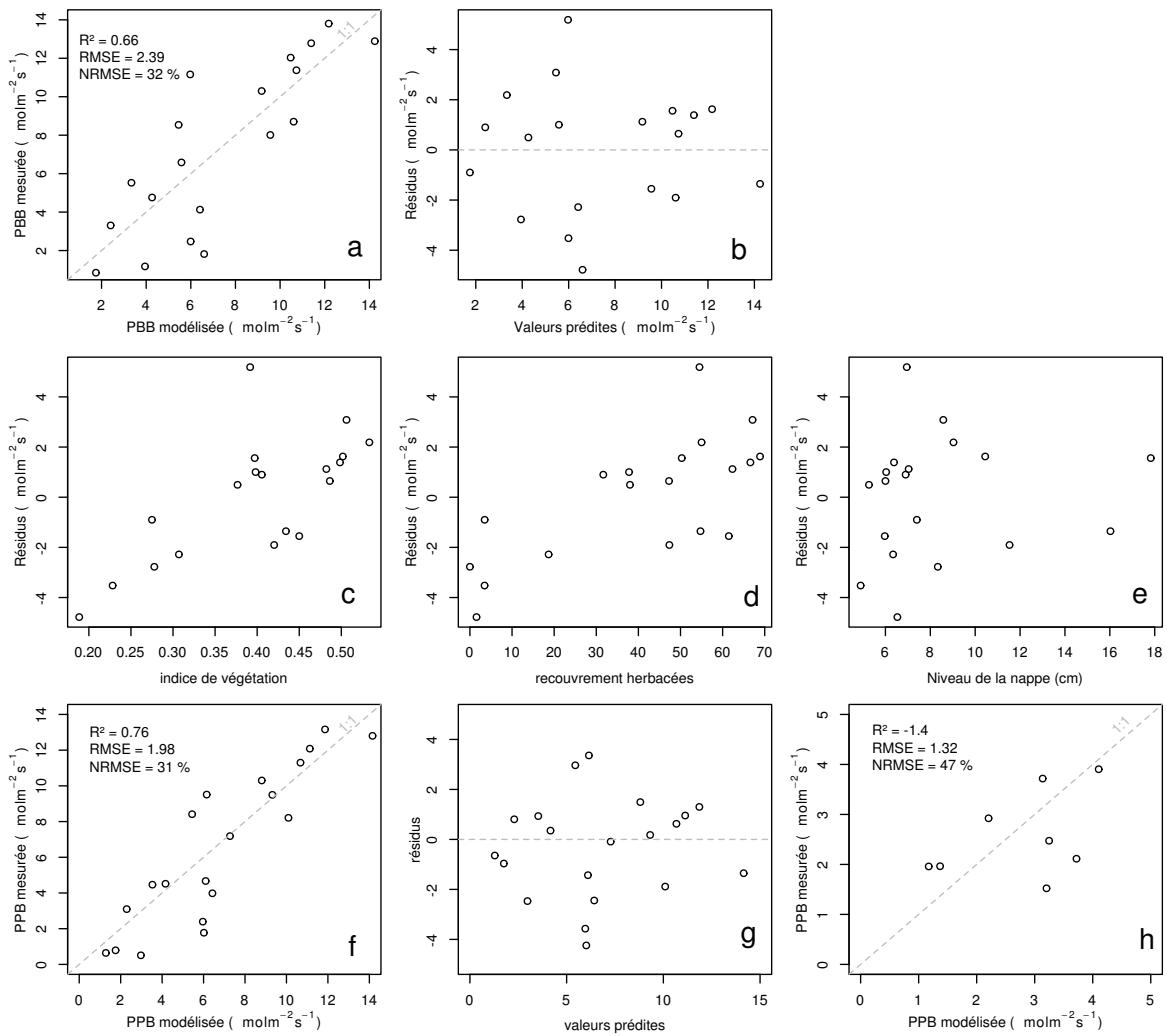


FIGURE 3.12 – PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.1

3.3. Résultats

996 erreur standard de l'estimation de 32 % (Figure 3.12-a). Les résidus de ce modèle se ré-
997 partissent de façon relativement homogène et non biaisée (Figure 3.12-b). Corrélés avec
998 l'indice de végétation IV, ils présentent une tendance linéaire croissante (Figure 3.12-
999 c). On observe la même tendance avec le recouvrement de la strate herbacée avec une
1000 dispersion des points plus importante (Figure 3.12-d). Par contre aucune tendance par-
1001 ticulière n'est visible vis-à-vis du niveau de la nappe (Figure 3.12-e) Le recouvrement
1002 des sphaignes (non présenté) ne montre également, aucune tendance avec les résidus
1003 de cette équation. La PPB calculée à partir de l'équation 3.1 montre une erreur stan-
1004 dard de 31 %, du même ordre de grandeur que celle de PPBsat (Figure 3.12-f) et les
1005 résidus se répartissent de façon relativement homogène et non biaisée (Figure 3.12-g).
1006 Cependant l'évaluation du modèle sur les données de tests montre une erreur stan-
1007 dard de l'estimation plus forte qui atteint 47 % (Figure 3.12-h). Par ailleurs une forte
1008 incertitude est présente concernant l'estimation des paramètres qui ont tous une erreur
1009 standard importante, parfois plus importante que la valeur du paramètre, et une faible
1010 significativité (Tableau 3.1). Afin de prendre en compte la tendance linéaire entre les
1011 résidus et l'indice de végétation (IV) le modèle est adapté pour y intégré une fonction
1012 linéaire de la végétation :

$$PPBsat = (a * IV + d) * \exp\left(\frac{T - b}{c}\right)^2 \quad (3.3)$$

1013 Cette nouvelle équation permet d'expliquer une part plus importante des varia-
1014 tions de PPBsat ($R^2 = 0,85$) et augmente la proximité entre les données mesurées et
1015 les données modélisées : l'erreur standard diminue à 21 %. (Figure 3.13-a). Les résidus
1016 de cette équation semblent répartis de façon moins homogène que précédemment. On
1017 observe notamment un resserrement des points autour de zéro à l'exception d'un point
1018 de valeur supérieur à 4. Le biais reste malgré tout léger au regard de l'amélioration ap-
1019 portée. Aucune tendance claire ne se dégage des résidus lorsqu'ils sont mis en relation
1020 avec des facteurs contrôlant tel que les recouvrements végétaux (sphaignes, herbacées),
1021 ou le niveau de la nappe (Figure 3.13-c,d,e). Comme précédemment, l'erreur standard
1022 de la PPB, de 19 %, est du même ordre de grandeur que celle de PPBsat. Pour PPBsat

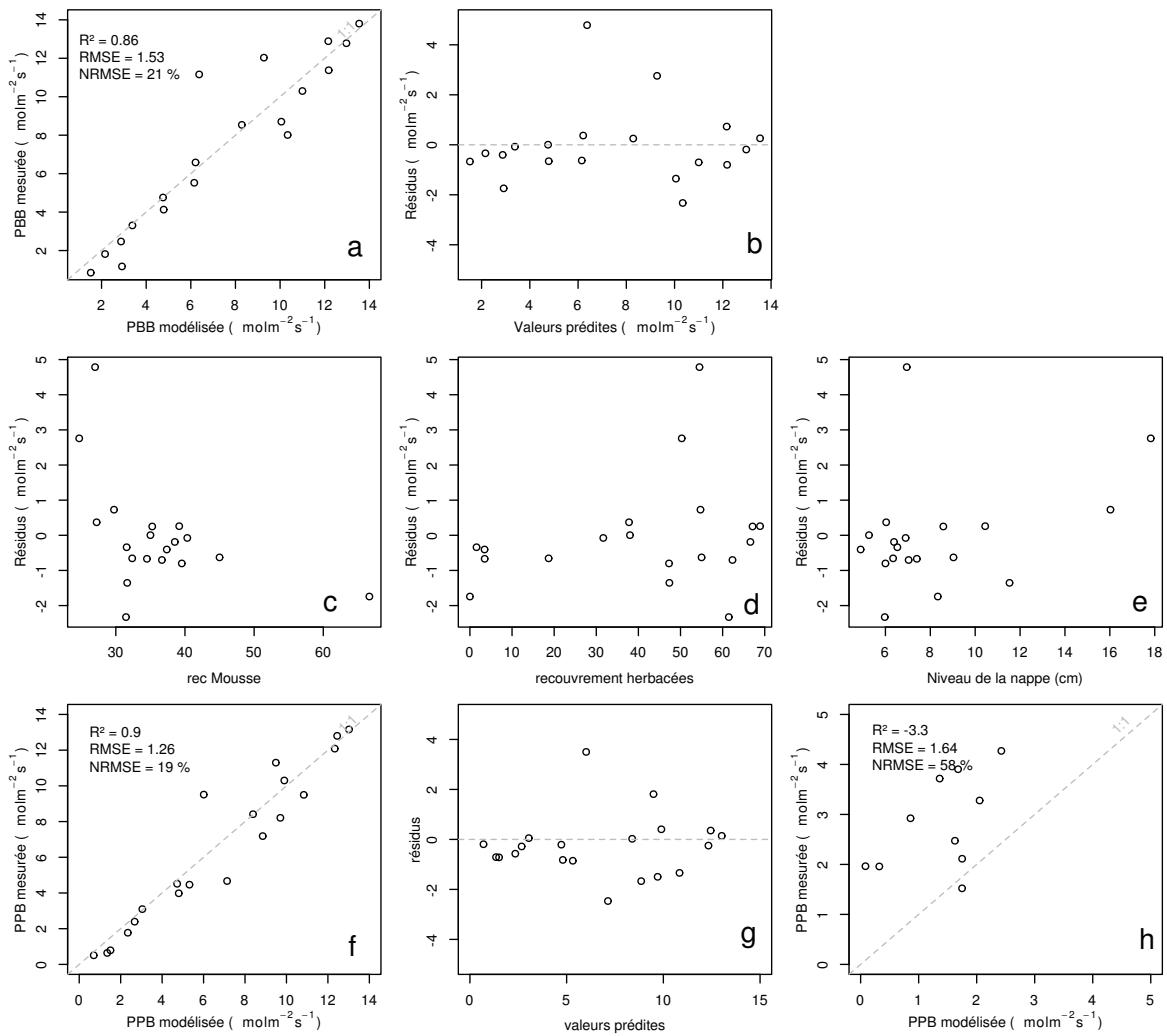


FIGURE 3.13 – PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.3

3.3. Résultats

comme pour PPB l'erreur standard diminue avec l'ajout de l'indice de végétation lors de la calibration. En revanche, l'évaluation sur les données de test de ce dernier modèle montre une erreur importante (58 %), supérieure à celle du modèle ne prenant pas en compte la végétation. Cette évaluation montre également une tendance importante à sous-estimer les valeurs mesurées. Néanmoins ce modèle intégrant la végétation permet de diminuer de façon importante l'erreur standard associée à l'estimation des paramètres de l'équation. Dans la suite du texte le modèle permettant d'estimer la PPB à partir des équations 3.1 et 3.2 sera nommé PPB-1 et celui utilisant les équations 3.3 et 3.2 sera nommée PPB-2.

1032 La Respiration de l'Écosystème

1033 L'estimation de la RE s'effectue avec l'équation :

$$RE = a * \exp(b * T) \quad (3.4)$$

La température de l'air utilisée dans un modèle exponentiel permet d'expliquer 90 % des variations de la respiration de l'écosystème avec une erreur standard de 18 % (Figure 3.14-a). Les résidus de cette équation semblent répartis de façon non-biaisée, pas de tendance dans le nuage de point (Figure 3.14-b). L'évaluation de ce modèle montre une erreur standard de 35 % avec une tendance à sous-estimer les valeurs mesurées. Une légère tendance, moins claire que pour la PPBsat, est visible entre les résidus et l'indice de végétation ainsi qu'avec le recouvrement de la strate herbacée. Très souvent utilisée, la température à -5 cm donne des résultats proche mais moins bons notamment avec une hétéroscédasticité des résidus (**Fig Annexe ?** nope : M&M). On adapte l'équation 3.4 pour intégrer le signal de végétation :

$$RE = (a * IV + c) * \exp(b * T) \quad (3.5)$$

$$RE = (a * H + c) * \exp(b * T) \quad (3.6)$$

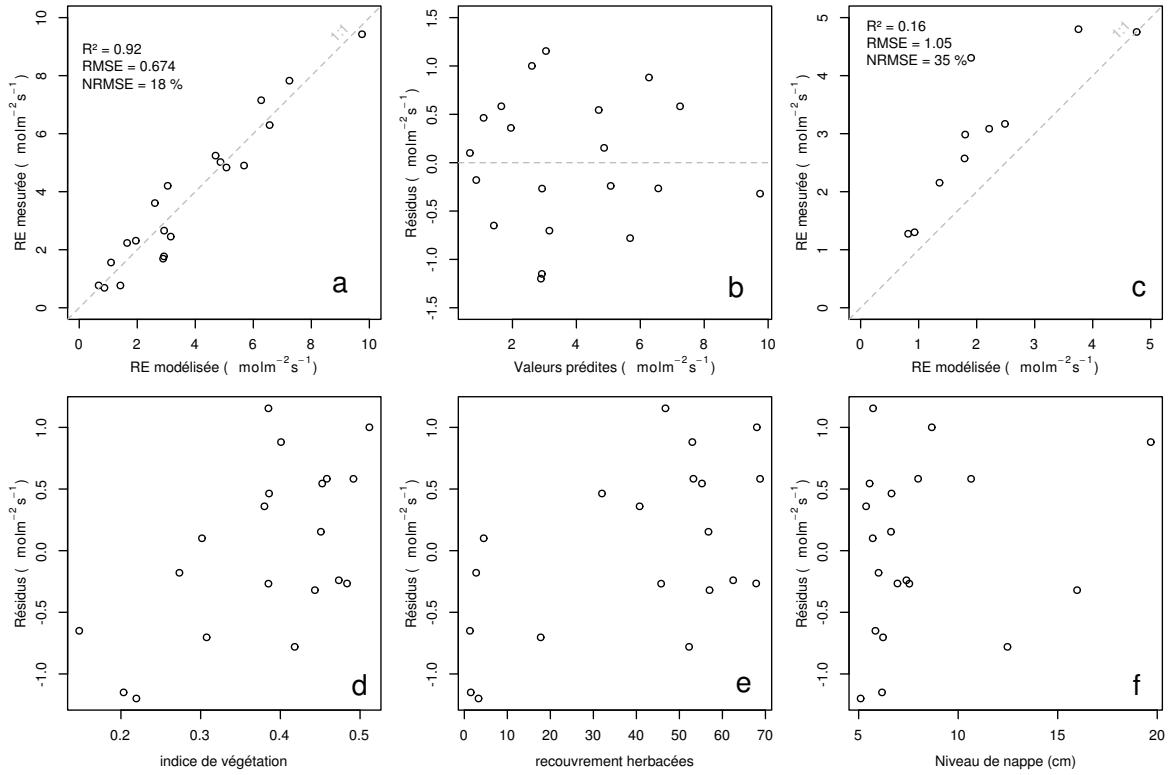


FIGURE 3.14 – RE modèles avec Tair

1044 Les calibrations de ces nouvelles équations sont présentées dans la figure 3.14-a,b et
 1045 3.14-d,e respectivement. Dans les deux cas, l'erreur diminue pour avoisiner 13 %, avec
 1046 des résidus qui se répartissent de façon non-biaisée. L'évaluation de ces deux équations
 1047 montre cependant des différences : D'un côté l'équation 3.5 ne permet pas de diminuer
 1048 l'erreur standard qui vaut 34 %, et est donc très proche des 35 % calculé pour l'évalua-
 1049 tion du modèle n'intégrant pas la végétation. De l'autre l'évaluation de l'équation 3.6
 1050 montre une erreur standard plus faible s'établissant à 23 %. Les paramètres des diffé-
 1051 rentes équations sont présentés dans le tableau 3.1, les modèles RE-1, RE-2, et RE-3
 1052 correspondent respectivement aux équations 3.4, 3.5 et 3.6. À l'inverse de la PPB les
 1053 paramètres des modèles de la RE ont, à l'exception du paramètre c du modèle RE-2,
 1054 une significativité importante et une erreur standard faible.

1055 Le flux de CH₄

1056 Les relations entre les facteurs contrôlant mesurés et le CH₄ sont moins claires que
 1057 celles concernant le CO₂. La corrélation la plus importante est liée à la végétation (R^2

3.3. Résultats

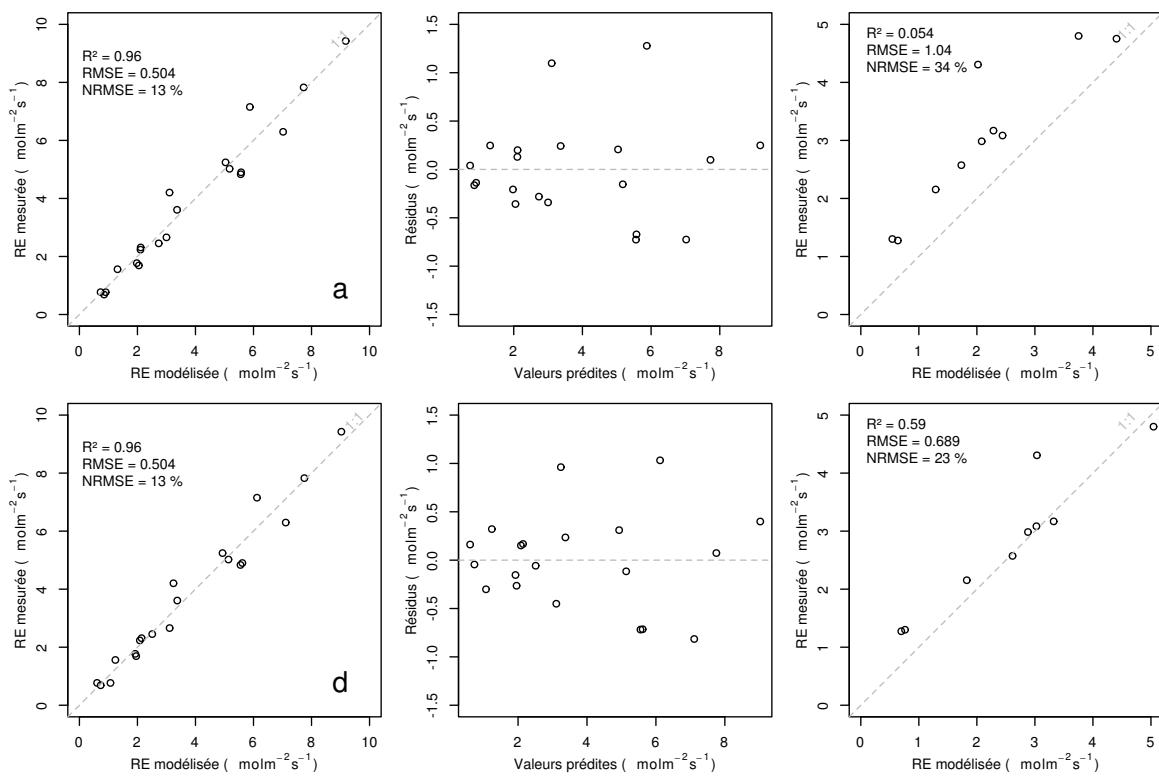


FIGURE 3.15 – RE modèles avec Tair

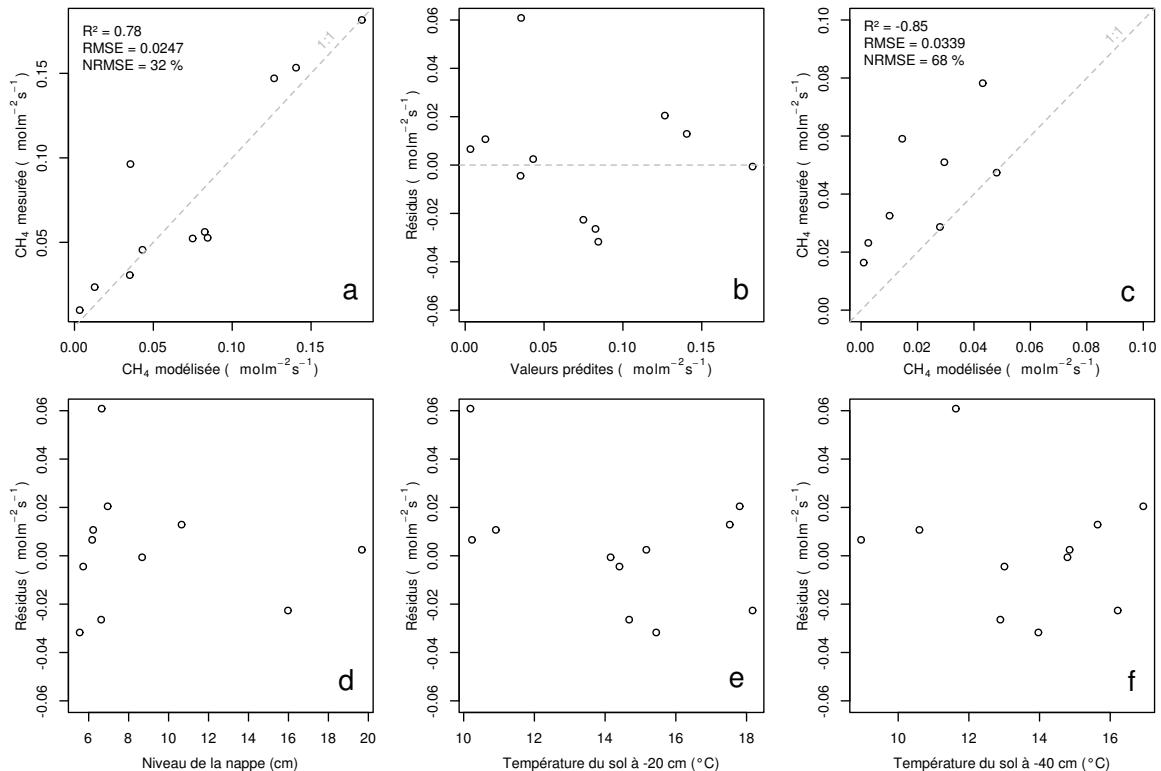


FIGURE 3.16 – CH₄ modèle H

1058 = **XX**,Figure 3.11). le CH₄ est également corrélé avec les températures, faiblement avec
 1059 les températures de surface, mais de manière plus importante avec les températures du
 1060 sol à plus forte profondeur ($R^2 = \text{XX}$,Figure 3.11). Enfin il est anti-corrélé ($R=-0.51$)
 1061 avec le niveau de la nappe. Les relations CH₄ et végétation ont donc pu être modélisées
 1062 avec

$$F_{CH_4} = a * \exp(b * IV) \quad (3.7)$$

1063 Avec les données acquises, l'indice de végétation est le meilleur prédicteur (Fi-
 1064 gure 3.16), il explique 78 % de la variabilité du CH₄ avec une erreur standard de 32 %.
 1065 Aucune tendance ne semble se dégager entre les résidus de cette équations et les facteurs
 1066 contrôlant mesurés. L'évaluation de cette équation montre une tendance à sous-estimer
 1067 les flux de CH₄ et une erreur standard qui double par rapport à la phase de calibration
 1068 en atteignant 68 %. Les détails de l'estimation des paramètres de l'équation 3.7 est
 1069 visible dans le tableau 3.1 sous le nom FCH4.

1070 Le COD

1071 3.3.3 Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle 1072 de l'écosystème

1073 L'interpolation des flux de PPB montrent une variabilité saisonnière proche de
 1074 celle mesurée sur le terrain (Figure 3.17). Les valeurs mesurées les plus grandes (partie
 1075 supérieure de la barre rouge sur la figure 3.17) ne semblent pas atteinte par le modèle
 1076 PPB-2 à l'inverse du modèle PPB-1 (courbes noires sur la figure 3.17). Dans les deux
 1077 cas les modèles semblent sur-estimer la valeur de PPB mesurées fin 2014.

1078 Pour la RE, l'interpolation suit également les variations saisonnières mesurées men-
 1079 suellement (Figure 3.18). Les gammes de valeurs mesurées sont très proche des gammes
 1080 interpolées : les valeurs interpolées fluctuent dans les limites des barres d'erreurs. L'in-
 1081 terpolation des flux de la RE est très proche quel que soit le modèle utilisé (Figure 3.18).
 1082 L'intégration de la végétation dans les modèles RE-2 et RE-3 diminue la RE maximum

3.3. Résultats

Tableau 3.1 – Valeur des paramètres des équations utilisées pour modéliser les flux et sensibilité relative (en %) des flux en réponse à une variation de $\pm 10\%$ de chacun des paramètres des modèles.

	par	valeur	se	pval	-10 %	+10 %
PPB-1 – équations 3.1 et 3.2						
	a	26.23	62.07	0.68	-9.7	+9.6
	b	53.68	61.27	0.39	+43.7	-35.1
	c	27.21	28.56	0.35	-22.5	+21.9
	i	1.84	21.6	0.93	-0.4	+0.4
PPB-2 – équations 3.3 et 3.2						
	a	39.44	18.89	0.05	-11.8	+11.5
	b	40.27	19.11	0.05	+15.8	-17.2
	c	25.23	14.35	0.1	-8.1	+6.7
	d	-3.73	3.49	0.3	+2.8	-2.8
	i	0.26	0.25	0.31	-1.3	+1.1
RE-1 – équation 3.4						
	a	0.34	0.08	0	-10	+10
	b	0.10	0.01	0	-22.6	+29.9
RE-2 – équation 3.5						
	a	0.92	0.34	0.02	-7.3	+7.3
	b	0.09	0.01	0.00	-19.5	24.7
	c	0.14	0.09	0.14	+2.7	-2.7
RE-3 – équation 3.6						
	a	0	0	0.01	-3.9	+3.9
	b	0.08	0.01	0	-18.8	+23.6
	c	0.33	0.06	0	-6.1	+6.1
FCH4 – équation 3.7						
	a	0	0	0.48	-10	+10
	b	13.01	2.82	0	-43.9	+79.2

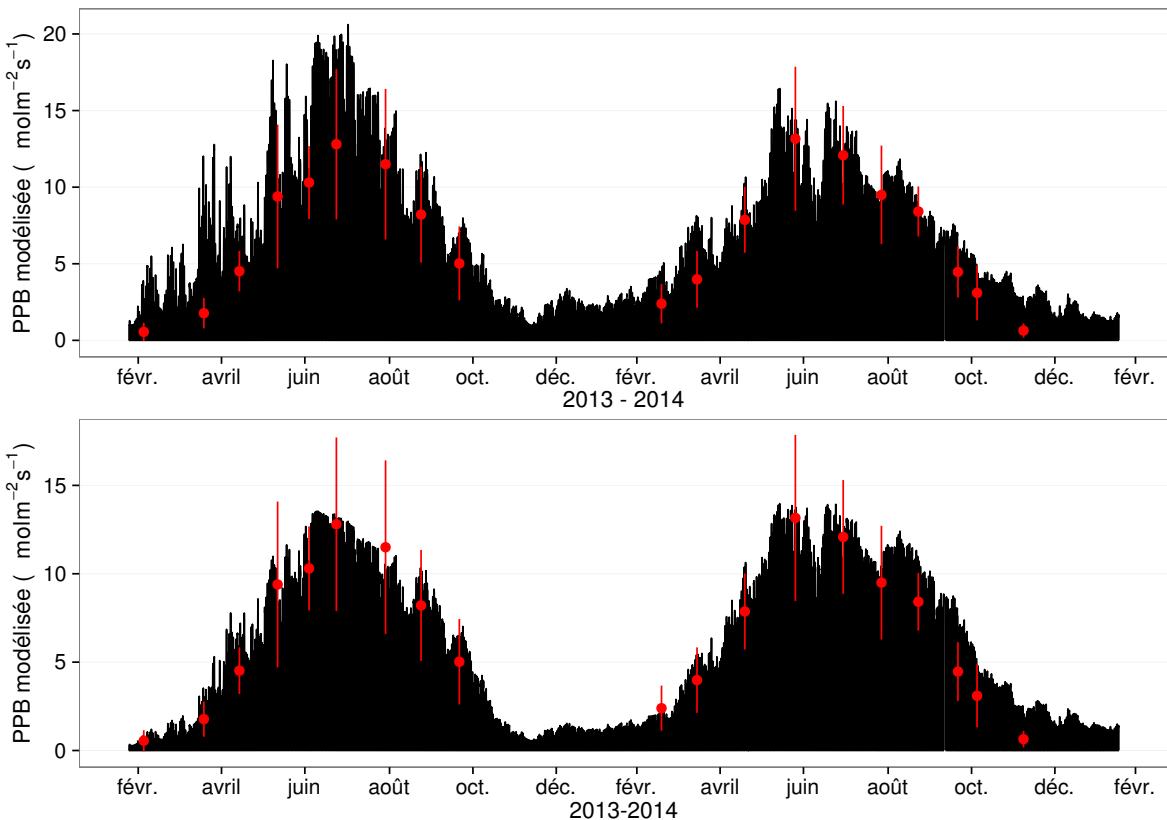


FIGURE 3.17 – Flux de CO₂ interpolé à partir de PPB-1 et PPB-2

modélisée en 2013 par rapport au modèle RE-1.

Les flux de CH₄ interpolés (Figure 3.19), suivent également une cyclicité saisonnière. L'estimation du CH₄ semble rendre compte dans les grandes lignes de la différence de flux mesurée entre 2013 et 2014.

Les flux interpolés à l'heure puis sommés par années sont présentés dans le tableau 3.2 pour les différents modèles. Sur les deux années, selon le modèle utilisé, le flux total entrant via la PPB est estimé à 1070 et 1290 gC m⁻² an⁻¹ pour PPB-2 et PPB-1 respectivement. Dans le détail on observe une différence entre les deux modèles : Celui utilisant uniquement la température de l'air (PPB-1) présente un stockage plus important en 2013 qu'en 2014. Tandis que le modèle prenant en compte la végétation (PPB-2) stocke moins de carbone en 2013 qu'en 2014. L'intégration de la végétation minimise également l'erreur standard de l'estimation, la divisant approximativement par deux.

La différence de comportement, entre les années de mesures, liée à l'intégration de

3.3. Résultats

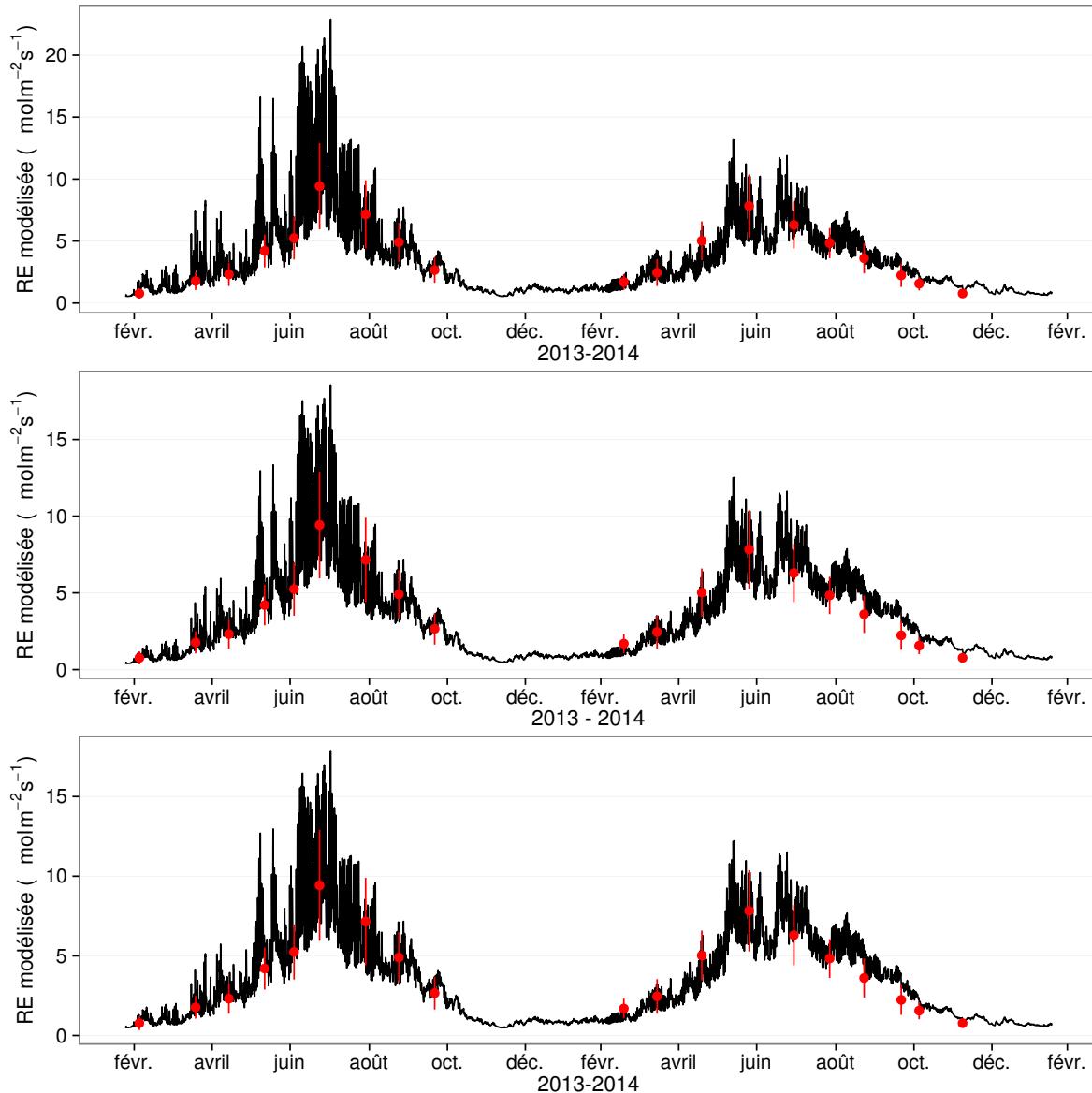


FIGURE 3.18 – Flux de CO₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3

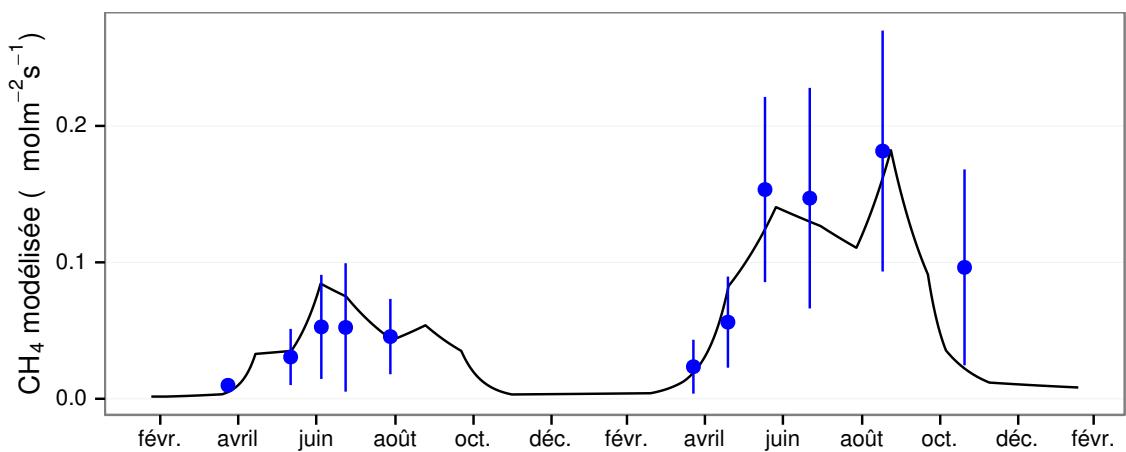


FIGURE 3.19 – Flux de CO₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3

Tableau 3.2 – Bilan des flux en gCm²an⁻¹

ID	Flux	équation	2013	2014	moyen
PPB-1	PPB	3.1 et 3.2	1322 ± 410	1258 ± 390	1290 ± 400
PPB-2		3.3 et 3.2	957 ± 182	1184 ± 225	1070 ± 203
RE-1	RE	3.4	1337 ± 241	1235 ± 222	1286 ± 231
RE-2		3.5	1232 ± 160	1310 ± 170	1271 ± 165
RE-3		3.6	1240 ± 161	1281 ± 167	1261 ± 164
FCH4	CH4	3.7	10 ± 3	24 ± 8	17 ± 5

 Tableau 3.3 – Bilan des flux en gCm²an⁻¹

combinaison de modèles	2013	2014	moyen
PPB-1, RE-1, FCH4	-25	-2	-14
PPB-1, RE-3, FCH4	+72	-48	+12
PPB-2, RE-1, FCH4	-390	-75	-233
PPB-2, RE-3, FCH4	-293	-122	-208

1097 la végétation est également visible sur l'estimation de la RE. La prise en compte de la
 1098 végétation (modèles RE-2 et RE-3) conduit à une respiration plus forte en 2014 qu'en
 1099 2013 à l'inverse de RE-1. La différence entre l'estimation de la RE en 2013 et en 2014
 1100 diminue avec l'intégration de la végétation. Elle passe de 102 pour RE-1 à 78 puis
 1101 41 pour RE-2 et RE-3. Malgré ces différences, on observe une grande proximité dans
 1102 les valeurs des flux interpolés sur les 2 années, quel que soit le modèle, avec un écart
 1103 maximum de 25 gC m⁻² an⁻¹.

1104 Les flux de CH₄ estimés ont une erreur importante et sont beaucoup plus faible que
 1105 les flux de la PPB ou de la RE. Le flux de CH₄ est au moins deux fois plus important
 1106 en 2014 qu'en 2013.

1107 Les bilans issus des différentes combinaisons de modèles (à l'exception de RE-3, non
 1108 présenté car très proche de RE-2) varient de -233 gC m⁻² an⁻¹ à +12 gC m⁻² an⁻¹
 1109 stocké dans la tourbière (tableau 3.3). L'intégration de la végétation dans la modélisa-
 1110 tion de PPB fait baisser les bilans de carbone dans le négatif (système source) au-delà
 1111 de -200 gC m⁻² an⁻¹, avec une différence entre les bilans de 220 gC m⁻² an⁻¹ environ.
 1112 La différence sur les bilans quand les modèles de RE utilisent ou non la végétation est
 1113 moindre : environ 26 gC m⁻² an⁻¹ (tableau 3.3).

3.3. Résultats

Tableau 3.4 – Sensibilité relative (en %) du bilan de CO₂ (ENE) en réponse à une variation de $\pm 10\%$ de chacun des paramètres des modèles.

PPB		RE		CH ₄			
	-10 %		+10 %		-10 %		+10 %
PPB-1		RE-1		FCH4			
a	-3263	+3243	a	+3371	-3371	a	+0,05
b	+14 788	-11 859	b	+7616	-10 078	b	+0,2
c	-7597	+7398					-0,36
i	+119	-139					
PPB-2		RE-1		FCH4			
a	+59	-57	a	-60	+60	a	0
b	-78	+85	b	-135	+178	b	0
c	+40	-33					+0,01
d	-14	+14					
i	6,22	-5,40					
PPB-1		RE-3		FCH4			
a	-426	+423	a	+168	-168	a	+0,01
b	+1931	-1548	b	+813	-1018	b	+0,03
c	-992	+966	c	+263	-263		-0,05
i	-18	+15					
PPB-2		RE-3		FCH4			
a	+67	-65	a	-26	+26	a	0
b	-89	+97	b	-125	+157	b	0
c	+45	-38	c	-40	+40		0
d	-16	+16					
i	+7,1	-6,1					

1114 Évaluation du bilan

1115 L'analyse de sensibilité, consistant à faire varier chaque paramètre des modèles
 1116 de $\pm 10\%$, les combinaisons de modèles PPB-1, PPB-2, RE-1 et RE-3 ont été testé
 1117 (Tableau 3.4). Le modèle RE-2, très proche du modèle RE-3 n'a pas été testé. **Attente**
 1118 **du COD, les valeurs du tableau sont fausse pour le moment**

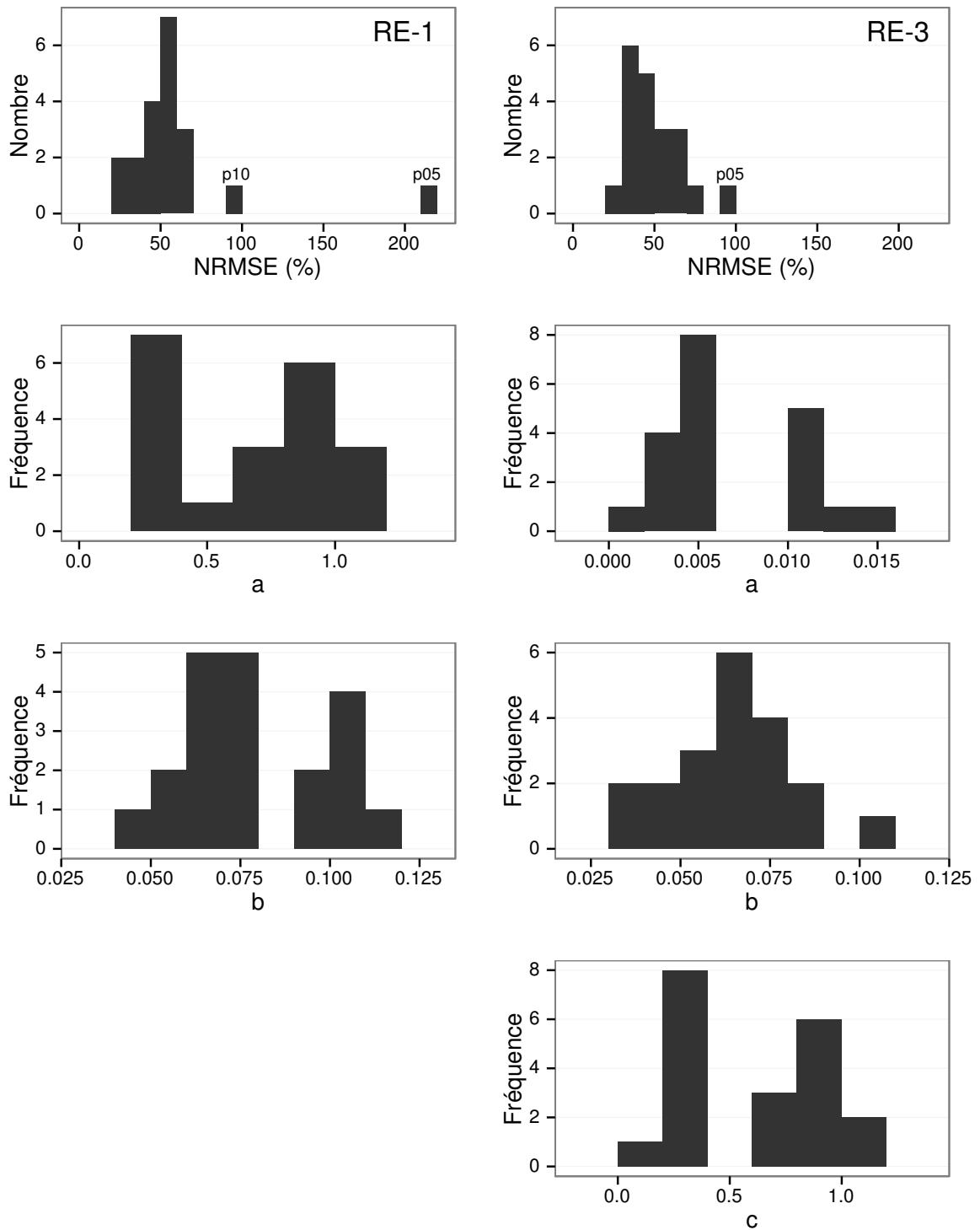


FIGURE 3.20 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres des modèles RE-1 et RE-3

3.3. Résultats

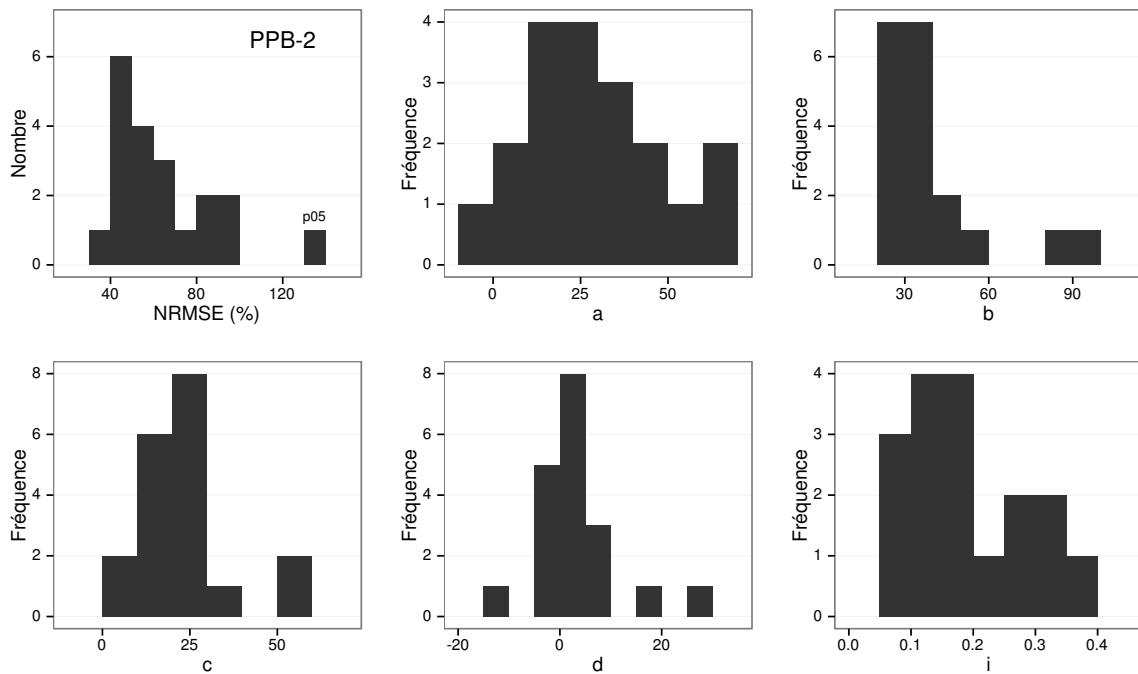


FIGURE 3.21 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2

3.3.4 Variabilité spatiale du bilan

Représentativité locale

La classification hiérarchique a permis de distinguer 4 groupes de végétation (Figure 3.22). Dans le premier groupe, la strate muscinale est majoritaire avec un recouvrement moyen de 91 %, moins de 35 et 15 % de recouvrement pour les herbacées et les arbustes respectivement. Le deuxième groupe est le plus homogène avec un recouvrement moyen des strates muscinales et arbustives de 63 et 58 % chacune. C'est également le groupe où il y a de moins d'herbacées avec un recouvrement de 24 %. La strate herbacée est majoritaire dans le troisième groupe avec un recouvrement moyen de 63 %, la strate arbustive y est peu présente (19 % en moyenne) et la strate muscinale y est pour ainsi dire absente (1 %). La strate muscinale est également absente, ou presque, dans le groupe quatre (1 %). Groupe dans lequel la strate arbustive est majoritaire avec de 65 % de recouvrement moyen, et la strate herbacée avec 33 %.

Les bilans de CO₂ calculés par groupe de végétations sont présentés dans le ta-

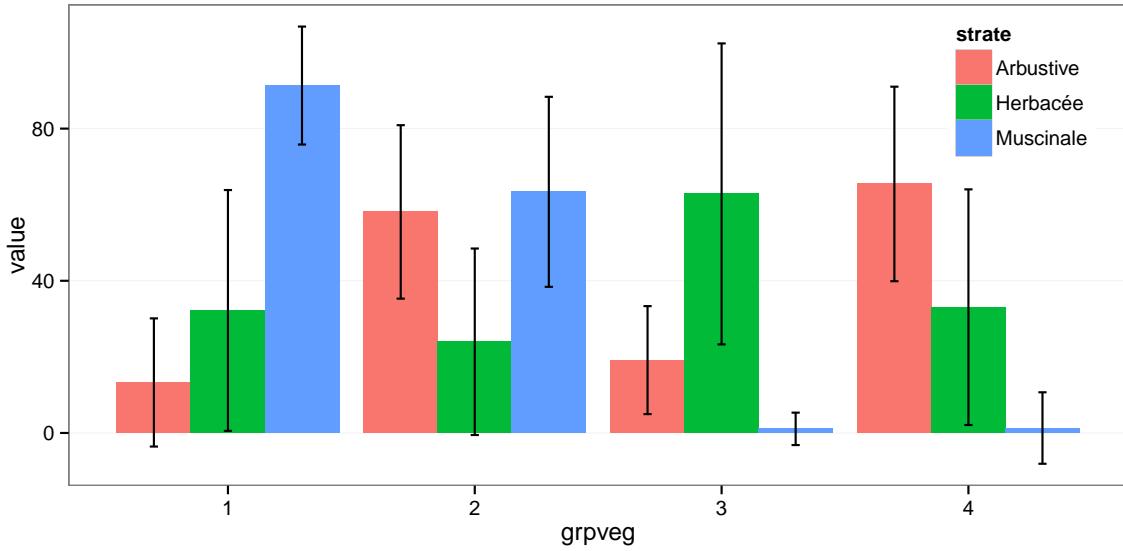


FIGURE 3.22 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2

Tableau 3.5 – Bilan des flux de CO₂ en gCm²an⁻¹, en utilisant PPB-2 et RE-3

groupe	PPB-2	RE-3	ENE
1	714	1023	-308
2	1045	1385	-340
3	1323	1057	266
4	1002	1262	-260

bleau 3.5. On constate que du point de vue de l'ENE les groupes 1 et 2 sont relativement proche, et que le groupe 3 est du même ordre de grandeur bien qu'avec une ENE un peu moins négative. Le groupe 3 est le seul groupe présentant une ENE positive, du même ordre de grandeur que les précédentes en valeur absolue. Dans le détail, la RE est la plus forte, supérieure à 1200 gC m⁻² an⁻¹, dans les groupes 2 et 4. Elle est plus faible dans les groupes 1 et 3 (environ 1000 gC m⁻² an⁻¹). Pour la PPB, la valeur la plus faible est dans le groupe 1 et la plus forte dans le groupe 3 avec plus de 1300 gC m⁻² an⁻¹, soit une différence de plus de 600 gC m⁻² an⁻¹. Les groupes 2 et 4 sont relativement proches avec des valeurs intermédiaires avoisinant 1000 gC m⁻² an⁻¹.

3.4. Discussion

1142 **Modélisation par placette**

1143 **Corrélation avec facteurs contrôlant**

1144 **3.4 Discussion**

1145 **3.4.1 Estimations des flux**

1146 **PPB**

1147 L'estimation des flux de PPB, est comprise entre 957 et 1322 gC m⁻² an⁻¹ selon
1148 l'année et le modèle utilisé. Ces valeurs sont très élevées comparées à des tourbières
1149 boréales comme celles étudiées par ([Trudeau et al., 2014](#)) ou encore ([Peichl et al., 2014](#))
1150 dont les valeurs de PPB sont respectivement comprise entre 123 et 131 gC m⁻² an⁻¹
1151 et entre 203 et 503 gC m⁻² an⁻¹. Une première hypothèse permettant d'expliquer une
1152 telle différence, est la différence entre les températures moyennes sur les sites. -4,3 °C
1153 et 1,2 °C respectivement pour [Trudeau et al. \(2014\)](#) et [Peichl et al. \(2014\)](#). Ces tem-
1154 pératures sont bien plus faible pour les sites des études pré-citées que sur la tourbière
1155 de La Guette. Une seconde hypothèse, qui n'exclue pas la première, serait la com-
1156 position végétale de ces sites. La tourbière de La Guette envahie par une végétation
1157 vasculaire, notamment herbacée, est plus proche d'une prairie tourbeuse que d'une tour-
1158 bière boréale. En effet les valeurs observées à La Guette sont comparables à ce type
1159 d'écosystèmes. [Jacobs et al. \(2007\)](#) estiment des valeurs de PPB comprises entre 400 et
1160 2000 gC m⁻² an⁻¹ avec une moyenne de 1300 gC m⁻² an⁻¹ dans des prairies tourbeuses
1161 hollandaises. Sur des écosystèmes similaires, au Danemark, ([Görres et al., 2014](#)) trouve
1162 des valeurs de PPB plus importantes encore, entre 1555 et 2590 gC m⁻² an⁻¹. Il appa-
1163 rait cohérent que la tourbière de La Guette, par sa position géographique, et donc le
1164 climat qu'elle subit, mais également par sa problématique d'envahissement important
1165 par une végétation vasculaire notamment herbacée, s'approche en termes de flux de
1166 site tourbeux drainés pour les utiliser comme prairie.

Le modèle PPB-1 a une incertitude importante sur l'estimation de ses paramètres. L'apport de l'indice de végétation dans l'estimation de la PPB est important lors de la phase de calibration. Il permet de diminuer l'incertitude sur les paramètres du modèles, d'augmenter leur significativité et d'améliorer la représentativité des données mesurées. L'intégration de la végétation aux modèles d'estimation de la PPB est rarement réalisé (Bortoluzzi *et al.*, 2006; Görres *et al.*, 2014), probablement à cause de la difficulté à prendre en compte ce signal aux sources multiples. Malgré cette amélioration lors de la calibration, lorsqu'il est évalué sur un jeu de données indépendant, le modèle PPB-2 à une erreur standard plus importante que celle du modèle PPB-1. L'apport de cet indice dans l'estimation de la PPB n'est donc pas généralisable. Bien que rarement faite à cause de la rareté des données, l'évaluation des modèles est cependant d'un intérêt majeur afin de confirmer ou d'infirmer l'apport de l'ajout d'un prédicteur à un modèle, particulièrement si l'on souhaite l'extrapoler.

Les différences observées selon la façon d'estimer la PPB peuvent paraître importante, néanmoins elles sont du même ordre de grandeur que celle rencontré par Worrall *et al.* (2009) qui compare différentes façons de modéliser des flux de gaz avec des équations différentes (et non pas juste des variations sur un type de modèle). Ces différences sont également liées à l'importance des flux qui font que, surtout dans le cas de modèles exponentiels, de faibles variations peuvent avoir des effets importants comme en témoigne l'analyse de sensibilité des paramètres du modèle (Tableau 3.4).

Discussion 2013-2014 ? Dans le détail l'intégration de l'indice de végétation à un effet beaucoup plus important en 2013, avec un flux qui diminue de $365 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$, qu'en 2014 où la baisse n'est que de $74 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$.

1190 RE

De la même façon que pour la PPB, les flux de la RE sont important si on les compare à des tourbières boréales et s'approchent davantage des flux mesurés dans les prairies sur sols tourbeux. La Re sur la tourbière de La Guette, comprise entre 1232 et $1337 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ est plus importante que celle observée par (Peichl *et al.*,

3.4. Discussion

1195 2014; Trudeau *et al.*, 2014) (pour reprendre les études citées précédemment) qui s'éta-
1196 blissent respectivement entre 137 et 443 gC m⁻² an⁻¹ et 206 et 234 gC m⁻² an⁻¹. Elles
1197 sont en revanche plus faible que celle mesurées par (Jacobs *et al.*, 2007), entre 500 et
1198 2000 gC m⁻² an⁻¹, ou par (Görres *et al.*, 2014) : entre 2070 et 3500 gC m⁻² an⁻¹.

1199 À l'inverse de la PPB, l'intégration de la végétation pour modéliser la RE n'amé-
1200 liore que peu l'estimation de la RE lors de la phase de calibration : la différence entre
1201 les valeurs d'erreur standard est de 5 %. En revanche lors de la phase d'évaluation,
1202 l'utilisation du recouvrement des herbacées semble améliorer l'estimation de façon plus
1203 importante avec une différence de 11 % entre les valeurs d'erreur standard. Contraî-
1204 rement à la PPB la différence apportée par l'intégration de la végétation (RE-2 ou
1205 RE-3) est du même ordre de grandeur en 2013 et en 2014. Sur les 2 années, l'effet
1206 de l'intégration de la végétation est limité avec une différence de 25 gC m⁻² an⁻¹ au
1207 maximum (entre ER-1 et ER-3), soit moins de 2 % du flux. Encore une fois l'intérêt
1208 de l'évaluation est mis en avant puisqu'il permet de distinguer des modèles très proche
1209 lors de la calibration.

1210 Les incertitudes sur l'estimation des paramètres RE sont beaucoup moins impor-
1211 tante que celle de la PPB. L'estimation des paramètres des modèles, à l'exception du
1212 paramètre c du modèles RE-2, ont une p-value inférieure à 0.05. L'erreur calculée lors
1213 de l'évaluation de ces modèles, si elle augmente par rapport à la calibration, reste
1214 faible particulièrement pour le modèle RE-3 où elle vaut moins de 25 %. La RE semble
1215 donc mieux contrainte que la PPB, avec une estimation des paramètres fiable et une
1216 différence entre les estimations issues des modèles limitée.

1217 CH₄

1218 Les flux de CH₄ sont faibles comparés aux flux de CO₂. Les valeurs mesurées sont
1219 plus forte que celles mesurés entre 0 et 0,03 μmol m⁻² s⁻¹ par Bortoluzzi *et al.* (2006).
1220 Pour 2013 les valeurs mesurées sont proches de celle mesurée par Long *et al.* (2010).
1221 L'absence d'étiage en 2014 explique peut-être le doublement des flux... (**Réf needed**)

1222 La faible relation observée entre le niveau de la nappe et les flux de méthane va dans

le même sens que les observations faites par Trudeau *et al.* (2012) et (à développer, de ref ds trudeau2012)

1225 COD

1226 3.4.2 Estimations des bilans

1227 D'une manière générale, les bilans sont principalement contraints par les flux de
1228 CO₂, le CH₄ ne jouant qu'un rôle marginal en termes de quantité de carbone. Ces ob-
1229 servations sont cohérentes avec d'autres études comme Bortoluzzi *et al.* (2006); Worrall
1230 *et al.* (2009). La forte variabilité entre les différents bilans est à attribuer en grande
1231 majorité à l'erreur sur l'estimation du flux de PPB.

1232 Selon le bilan considéré, la tourbière de La Guette stocke de faible quantité de C
1233 de l'ordre d'une dizaine de grammes par mètre carré, ou émet du carbone dans l'at-
1234 mosphère de l'ordre de XXà plus de 200 gC m⁻² an⁻¹. Les estimations sont cohérentes
1235 avec le fait que la tourbière de La Guette a subie un drainage à l'aval (fossé de la
1236 départementale 926) induisant un envahissement par une végétation vasculaire.

1237 3.4.3 Sensibilité et limitations du bilan

1238 Les incertitudes les plus fortes du bilan sont sur les flux de CH₄ avec une erreur
1239 standard de 32 % lors de la calibration et de 68 % lors de la validation. Cette différence
1240 importante montre que l'estimation des flux de CH₄ à l'aide de l'indice de végétation
1241 à permis l'estimation de sa contribution au bilan de carbone de l'écosystème pour les
1242 années 2013 et 2014, mais que son utilisation dans d'autre conditions (année sèche,
1243 haute MAT) est fortement limité. L'importance faible du CH₄ dans le bilan de carbone
1244 de la tourbière rend ces erreurs moins critiques que celles faites sur l'estimation de la
1245 PPB. Les incertitudes importantes sur la PPB, sont mises en évidence par les fortes
1246 variations des flux interpolés selon l'équation utilisée. Elles sont la source des variations
1247 observées en termes de bilan. L'ajout d'un indice de végétation diminue d'incertitude
1248 des paramètres du modèle, mais cet apport semble spécifique à l'étude, n'étant pas

3.4. Discussion

reflété par l'évaluation dont la végétation est relativement similaire à celle de l'étude spatiale. À l'inverse la RE est bien contrainte. Sur les 2 années la différence entre les différentes équations utilisées ne dépassent pas $25 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$.

1252 sensibilité du bilan au variation des paramètres

1253 limitations Outre ces aspects ce bilan de carbone est aussi limité par sa représentativité. Ainsi la strate arborée fortement présente dans certaines zones n'est pas directement prise en compte. De la même manière une partie restreinte de la tourbière mais néanmoins présente est constitué de touradons dont l'effet n'a pas été pris en compte.**(Réf needed)(biblio effet microtype)**.

— pas de cartographie (pas grave si p7 maj bien représentée par mdl ecos)

— extrapolation sur d'autres site difficile (cf validation)

1260 3.4.4 Représentativité locale du modèle

1261 Distribution des paramètres

1262 Pourquoi certaines placette mieux que d'autres

1263 Concernant la respiration la représentativité locale des modèles calibrés à l'échelle de l'écosystème semble plus homogène pour le modèle RE-3 que pour le modèle RE-1.

1265 Une telle comparaison entre PPB-1 et PPB-2 n'a pas été possible car vu le faible
1266 nombre de données et la qualité relative des modèles PPB par rapport aux modèles
1267 RE, peu de modèles sont parvenus à converger pour PPB-1 (11 sur 20 placettes) et
1268 pour PPB-2 (17 sur 20 placettes).

1269 3.4.5 Variation du bilan avec la végétation

1270 Le calcul des bilans avec les groupes de végétation permet de mettre en évidence
1271 des comportements différents des flux selon la végétation majoritaire. Ainsi le groupe 3
1272 dans lequel la strate herbacée est la plus importante est celui où la PPB est la plus forte.
1273 Ce point semble en cohérence avec la croissance annuelle importante des herbacées. À
1274 l'inverse le groupe 1 dans lequel la strate muscinale est la plus importante est également
1275 le groupe pour lequel la PPB est la plus faible. **(Réf needed)**

1276 Pour la RE, ce sont les groupes 3 et 4 qui ont les flux estimés les plus importants
1277 avec une différence d'environ $200 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ avec les deux autres groupes. Malgré
1278 leurs différences, le groupe 2 possède une strate muscinale importante alors qu'elle est
1279 absente dans le groupe 3, ils ont en commun d'avoir une strate arbustive importante.

1280 **3.4.6 perspectives**

1281 cartographie ?

4 Effets de l'hydrologie sur les flux de GES

1283

1284	4.1 Introduction	86
1285		
1286	4.2 Procédure expérimentale	87
1287	4.2.1 Expérimentation A	88
1288	4.2.2 Expérimentation B	88
1289	4.2.3 traitement	89
1290	4.3 Résultats	90
1291	4.3.1 Expérimentation A	90
1292	4.3.2 Expérimentation B	93
1293	4.3.3 tendances générales	96
1294	4.4 Discussion	96
1295	4.4.1 Comparaison aux mesures <i>in-situ</i>	96
1296	4.4.2 Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz	98
1297	4.4.3 Effet cycles multiples	99
1298		
1299		

1300 4.1 Introduction

1301 Au cours des deux années qu'ont duré les suivis des émissions de flux de CO₂ et
1302 de CH₄ sur la tourbière de La Guette, le niveau de la nappe n'a que très faiblement
1303 varié comparé aux années précédentes bien plus sèches. En conséquence de cette faible
1304 variation peu de variations des flux ont pu y être relié. Malgré tout il est connu que
1305 l'hydrologie est un facteur contrôlant important des flux.

1306 Ainsi de nombreuses études on reliées les émissions de CO₂ au niveau de la nappe
1307 avec, cependant, des résultats et des conclusions variables. La majorité des études
1308 montrent qu'une tourbière dont le niveau de la nappe est abaissé, soit par un drainage,
1309 soit par une sécheresse, aura tendance à avoir un ENE plus faible : Ainsi [Strack et](#)
1310 [Zuback \(2013\)](#) expliquent des valeurs d'ENE plus faibles qu'escompté, par des mesures
1311 faites pendant une période relativement sèche. Une observation similaire est faite par
1312 [Aurela et al. \(2007\)](#) qui mesure un ENE plus faible lors d'une année sèche, sur une
1313 tourbière à Carex du sud de la Finlande. Ils attribuent la variation de l'ENE à une
1314 augmentation de la RE et à une baisse de la PPB, dans des conditions plus chaudes
1315 et plus sèches. [Peichl et al. \(2014\)](#) observent également une baisse de l'ENE lors d'une
1316 année où le niveau de la nappe baisse de façon importante, au delà de -30 cm. Ils
1317 expliquent cette baisse par une baisse de la PPB. Cette observation va dans le même
1318 sens que [Lund et al. \(2012\)](#) qui, lors de l'étude d'une tourbière située au sud de la suède,
1319 observent en 2008 une baisse de l'ENE. Les mesures de RE faites cette année là étant
1320 similaires à celles effectuées les autres années, ils lient cette baisse à une diminution
1321 de la PPB. En 2006, sur la même tourbière, [Lund et al. \(2012\)](#) observent une autre
1322 baisse de l'ENE. Mais cette fois, les mesures de PPB à leur tour similaires à celle
1323 des autres années n'expliquent pas cette baisse. À l'inverse de 2008, cette baisse est
1324 expliqué par une augmentation de la RE Ce paradoxe apparent est interprété grâce
1325 au type de sécheresse : courte et intense pendant la saison de végétation de 2006 et
1326 d'intensité plus faible mais d'une durée plus longue en 2008. Enfin et à l'inverse des

1327 résultats précédemment cités, Ballantyne *et al.* (2014) dans une étude des effets à long
 1328 terme d'une baisse du niveau de la nappe, n'observe que peu d'effet sur l'ENE tandis
 1329 que les flux de RE et de PPB augmentent tous deux. Toutes ces études montrent que
 1330 si le niveau de la nappe est incontestablement reconnu comme un facteur de contrôle
 1331 des flux de CO₂, il est difficile d'en dégager, avec certitude, un comportement valable
 1332 de façon générale.

1333 Concernant le méthane, une baisse du niveau de la nappe est généralement liée à
 1334 une baisse des émissions de CH₄, et inversement (Strack *et al.*, 2006; Pelletier *et al.*,
 1335 2007; Turetsky *et al.*, 2008). Cependant d'autres études, principalement dans des sites
 1336 où le niveau de la nappe est proche de la surface du sol, montrent une absence de
 1337 relation entre le niveau de la nappe et les émissions de méthane, voire une relation
 1338 inverse, avec des flux plus faibles liés à des niveaux de nappe plus élevés (Kettunen
 1339 *et al.*, 1996; Bellisario *et al.*, 1999; Treat *et al.*, 2007). Là encore selon les conditions
 1340 environnementales, la relation entre les flux de CH₄ et le niveau de la nappe n'est pas
 1341 aisément généralisable.

1342 L'objectif de ce chapitre est donc d'explorer plus en avant l'effet du niveau de la
 1343 nappe sur les émissions de GES, effet peu ou pas visible *in-situ*. Plus précisément il
 1344 s'agit de déterminer l'effet de cycles de dessication/ré-humectation sur les émissions de
 1345 CO₂ et de CH₄.

1346 4.2 Procédure expérimentale

1347 L'étude des cycles de dessication/ré-humectation s'est effectué sur des mésocosmes,
 1348 prélevés sur la tourbière de La Guette. L'expérimentation a été testé durant l'été 2013
 1349 avec un seul cycle relativement long, on s'y référera par la suite comme l'expérimenta-
 1350 tion A. Cette expérimentation a été renouvelée l'été 2014 afin d'augmenter à trois le
 1351 nombre de cycles, ceux-ci étant plus court. On appellera cette seconde expérimentation,
 1352 l'expérimentation B (Tableau 4.1).

1353 4.2.1 Expérimentation A

1354 Le 12 avril 2013, ont été prélevés, sur la tourbière de La Guette 6 mésocosmes. Le
1355 prélèvement de mésocosmes s'effectue à l'aide de cylindres de PVC qui, dans un premier
1356 temps, posé sur le sol, permettent de faire un pré-découpage au couteau, puis dans un
1357 second temps sont insérés, délicatement, dans la tourbe. Les mésocosmes sont finale-
1358 ment dégagés en creusant de chaque côté (Figure 4.1). Les mésocosmes sont transportés
1359 au laboratoire où ils sont enterrés en extérieur et saturé en eau (eau prélevée dans la
1360 tourbière), afin que leur conditions hydrologique de départ soient les plus proche pos-
1361 sible (Figure 4.2). Trois mésocosmes sont choisi pour servir de contrôle, et trois vont
1362 subir un cycle de dessication/ré-humectation. À partir du 31 mars 2013 les précipita-
1363 tions ont été interceptées à l'aide d'abri bâchés installable rapidement en cas de pluie
1364 et la nuit. Ces interceptions ont été faites jusqu'au 17 juillet dans les 3 mésocosmes
1365 traités pour simuler une sécheresse. À cette date de l'eau est ajouté aux mésocosmes,
1366 que ce soit les contrôles ou les traitements, pour simuler de fortes précipitations.

1367 4.2.2 Expérimentation B

1368 Le 17 avril 2014, 6 nouveaux mésocosmes ont été prélevés sur la tourbières de La
1369 Guette et installé près du laboratoire, en suivant le même protocole que pour l'expéri-
1370 mentation A. Une station météo a été installée à côté des mésocosmes afin de mesurer
1371 la température de l'air, l'humidité relative, l'irradiation solaire, la vitesse et la direction
1372 du vent et les précipitations toutes les 15 minutes. Cette station permettait également
1373 l'enregistrement des températures mesurées par des sondes (T107) installées à -5, -10,
1374 et -20 cm. Les conditions météorologiques moins ensoleillée qu'en 2013 et l'objectif de
1375 suivre plusieurs cycles de dessication/réhumectation ont nécessité la mise en place
1376 d'un abaissement manuel du niveau de la nappe. Pendant les phases d'assèchement les
1377 niveaux de nappes des placettes traitées étaient donc abaissés en moyenne de 2,5 cm
1378 par jour. Le premier cycle de dessication/réhumectation dura du 30 juin au 6 juillet
1379 pour la phase de dessication est du 7 au 16 juillet pour la phase de réhumectation.



FIGURE 4.1 – Prélèvement des mésocosmes

Tableau 4.1 – Récapitulatif des mesures pour les deux expérimentations

expérimentation	A	B
année	2013	2014
réplicats	6	6
cycles	1	3
station météo	non	oui

₁₃₈₀ Le deuxième cycle dura du 17 au 28 juillet et du 29 juillet au 3 aout, Enfin le dernier
₁₃₈₁ cycle fut mesuré du 4 au 11 aout pour la dessication et du 12 au 14 aout pour la
₁₃₈₂ réhumectation.

₁₃₈₃ 4.2.3 traitement

₁₃₈₄ Les flux sont moyennés par jour de mesure.

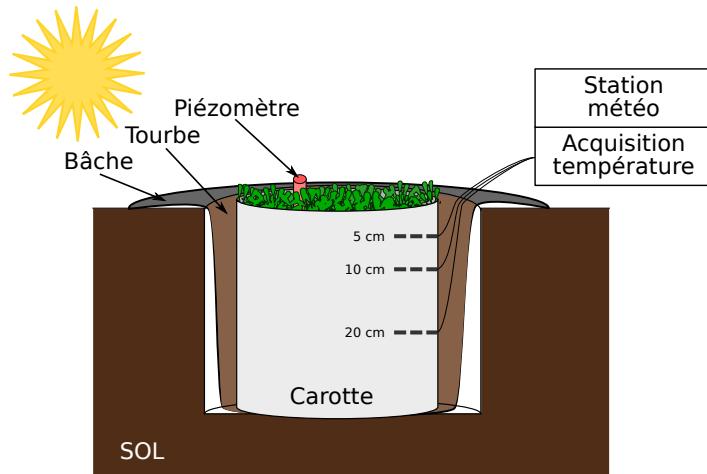


FIGURE 4.2 – Schéma d'un mésocosme

¹³⁸⁵ 4.3 Résultats

¹³⁸⁶ 4.3.1 Expérimentation A

¹³⁸⁷ Pendant la phase de dessication de l'expérimentation A, on observe une baisse du
¹³⁸⁸ niveau de la nappe pour les placettes contrôles comme pour les placettes traitements
¹³⁸⁹ (Figure 4.3–A). Malgré tout leur comportement est différent : les placettes contrôles ont
¹³⁹⁰ un niveau de nappe relativement élevé jusqu'au 24 juin puis ce niveau baisse fortement
¹³⁹¹ alors que les placettes du groupe traité ont un niveau de nappe qui diminue de façon
¹³⁹² plus continue sur l'ensemble de la phase. La remontée du niveau de la nappe s'effectue
¹³⁹³ de façon similaire pour les deux groupes. Enfin après la phase de ré-humectation, le
¹³⁹⁴ niveau de la nappe baisse à nouveau, plus rapidement pour le groupe traitement que
¹³⁹⁵ pour le groupe contrôle.

¹³⁹⁶ Les émissions de CH_4 , s'étendant de 0 et $0,3 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, sont relativement si-
¹³⁹⁷ milaires entre les deux groupes jusqu'au 24 juin 2013, date à partir de laquelle ils
¹³⁹⁸ commencent à diverger (Figure 4.3–B). À cette date les émissions du groupe contrôle
¹³⁹⁹ augmentent rapidement pour atteindre $0,55 \pm 0,31 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ tandis que celles du
¹⁴⁰⁰ groupe traité restent stable. Finalement mi-juillet, à la fin de la phase de dessicca-
¹⁴⁰¹ tion les deux groupes retrouvent des niveaux d'émission similaires compris entre 0,1 et

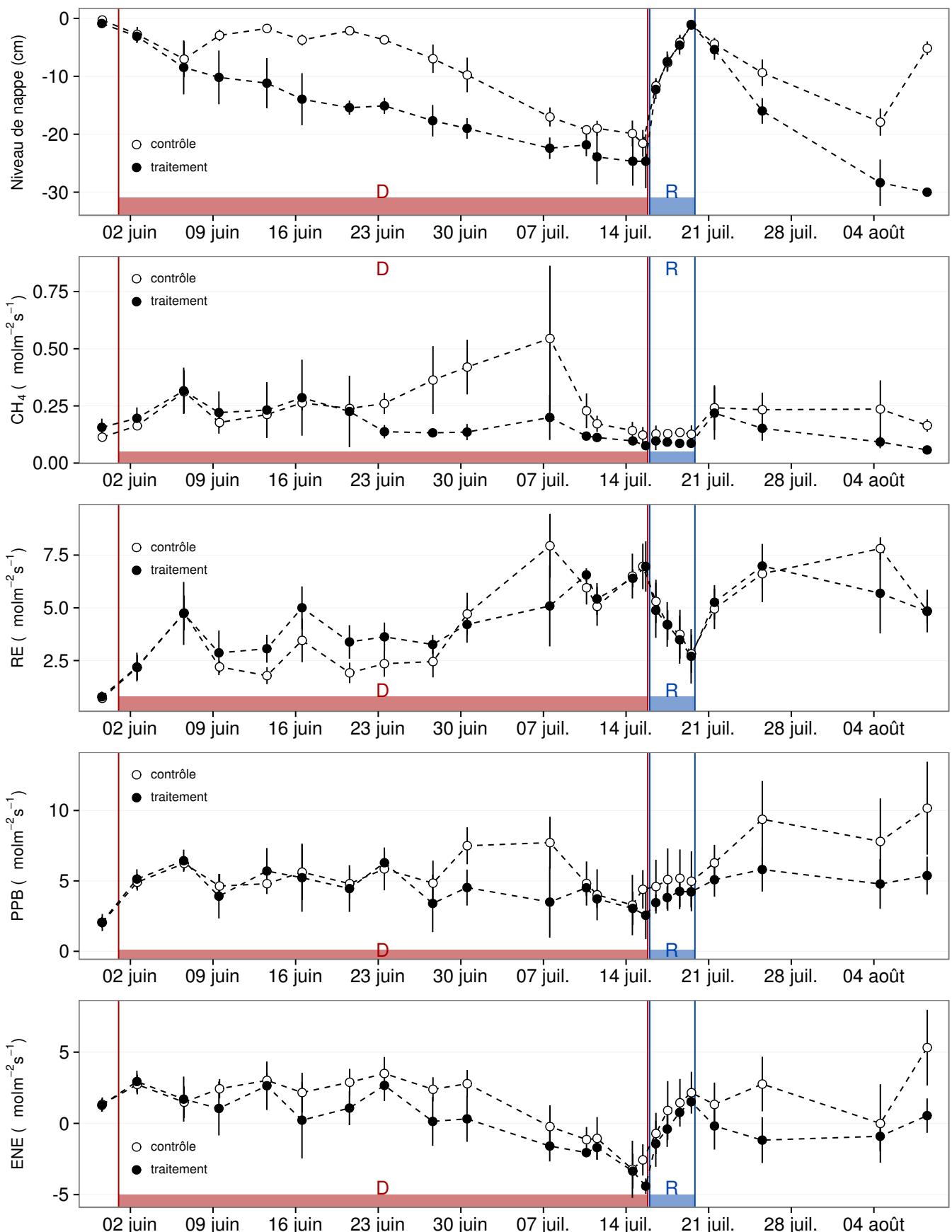


FIGURE 4.3 – Expérimentation A : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, CH_4 , RE, PPB, ENE en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent à la phase de dessiccation (D) en rouge et à la phase de réhumémentation (R) en bleu.

4.3. Résultats

1402 0,2 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Ces niveaux restent constant pendant toute la phase de réhumecta-
1403 tion, avant d'augmenter légèrement par la suite ; ils ne dépassent pas 0,25 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1404 mais franchissent la barre des 0,2 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

1405 Pendant la phase de dessication, les valeurs de la RE tendent à augmenter quel
1406 que soit le groupe de placettes considéré (Figure 4.3–C). Ces valeurs inférieures à
1407 2,5 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ début juin, atteignent environ 7 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour les deux groupes
1408 mi-juillet, avant la réhumectation. Dans le détail cependant les deux groupes ne se
1409 comportent pas de la même façon : la RE du groupe traité augmente régulièrement
1410 pendant l'ensemble de cette phase, tandis que les valeurs du groupe de contrôle res-
1411 tent, dans un premier temps, stable jusque fin juin. La RE de ce groupe vaut alors
1412 $2,45 \pm 0,75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ contre $3,26 \pm 0,46 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour le groupe traité. Cet
1413 écart, pouvant varier dans le temps, étant installé depuis le 9 juin. À partir de dé-
1414 but juillet, les valeurs de RE du groupe de contrôle augmentent fortement dépas-
1415 sant les valeurs du groupe traité. La RE de ce groupe atteint alors un maximum à
1416 $7,93 \pm 1,52 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ le 8 juillet avant de retrouver des valeurs proche de celles ob-
1417 servées dans le groupe traité. Cette augmentation brusque correspond temporellement
1418 à celle observé, pour le même groupe, dans les flux de CH₄. Lors de la phase de réhu-
1419 mectation, les flux de RE diminuent de façon très similaire pour les deux groupes ou
1420 ils atteignent un minimum proche de 2,75 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Ce minimum reste cependant
1421 plus élevé que les valeurs mesurées initialement. Après la phase de réhumectation, les
1422 flux des deux groupe restent relativement proches pendant le reste des mesures, où ils
1423 remontent à mesure que le niveau de la nappe diminue à nouveau.

1424 Pour les deux groupes, les flux de PPB restent relativement stables pendant la
1425 phase de dessiccation (Figure 4.3–D). Jusqu'au 24 juin, les flux des deux groupes sont
1426 très proches et sont compris entre 5 et 6 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ($5,29 \pm 0,76 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ de
1427 moyenne pour les deux groupes). Après cette date, et comme pour le CH₄ et la RE,
1428 les valeurs de la PPB du groupe de contrôle augmentent et s'écartent de celles me-
1429 surées dans le groupe traité, en attendant de les rejoindre avant la fin de cette phase
1430 de dessiccation. Par ailleurs, à la fin de cette phase, les flux diminuent légèrement at-

teignant un minimum proche de $3 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Pendant la phase de réhumectation, la PPB augmente très légèrement pour les deux groupes, le groupe de contrôle ayant des valeurs systématiquement supérieures à celles du groupe traité. Après la réhumectation, la PPB augmente un peu pour le groupe traité, atteignant un maximum de $5,83 \pm 1,61 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, et plus fortement pour le groupe de contrôle où le maximum atteint, de $10,17 \pm 3,30 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, est quasiment le double du précédent.

L'ENE mesuré sur les deux groupes est systématiquement supérieure pour le groupe contrôle, avec une évolution parallèle des flux pour les deux groupes (Figure 4.3–E). Pendant la phase de dessiccation l'ENE reste relativement constante jusque fin juin avec une valeur moyenne pour les deux groupes de $1,18 \pm 0,58 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. L'écart entre le groupe contrôle et le groupe traitement tend à augmenter du 10 au 30 juin environ, avant que les valeurs du groupe de contrôle ne rejoignent celles du groupe traité. Au delà du 24 juin, l'ENE baisse fortement pour les deux groupes pour atteindre un minimum proche de $-4,5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Pendant la phase de réhumectation l'ENE monte rapidement pour atteindre $1,52 \pm 0,36$ et $2,15 \pm 1,47 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour le groupe de contrôle et de groupe traité respectivement. Après la réhumectation, l'ENE du groupe contrôle varie en suivant généralement les variations du niveau de nappe. Pour le groupe traité, l'ENE baisse par rapport au maximum atteint lors de la réhumectation puis se stabilise autour de 0.

Les variations du niveau de la nappe sont principalement liée à la RE (Figure 4.5–C) et, à travers elle, à l'ENE (Figure 4.5–G). L'effet des variations du niveau de la nappe sur la PPB est quasiment nul (Figure 4.5–E), même si la PPB semble diminuer aux plus fortes profondeurs. Pour le CH₄ il est également difficile de distinguer des tendances générales entre les flux et les niveaux de nappe (Figure 4.5–A).

4.3.2 Expérimentation B

Contrairement à l'expérimentation A, le niveau de nappe du groupe de contrôle de l'expérimentation B reste relativement constant pendant l'ensemble de la période de mesure. Le drainage artificiel du groupe traité permet d'abaisser le niveau de la nappe

4.3. Résultats

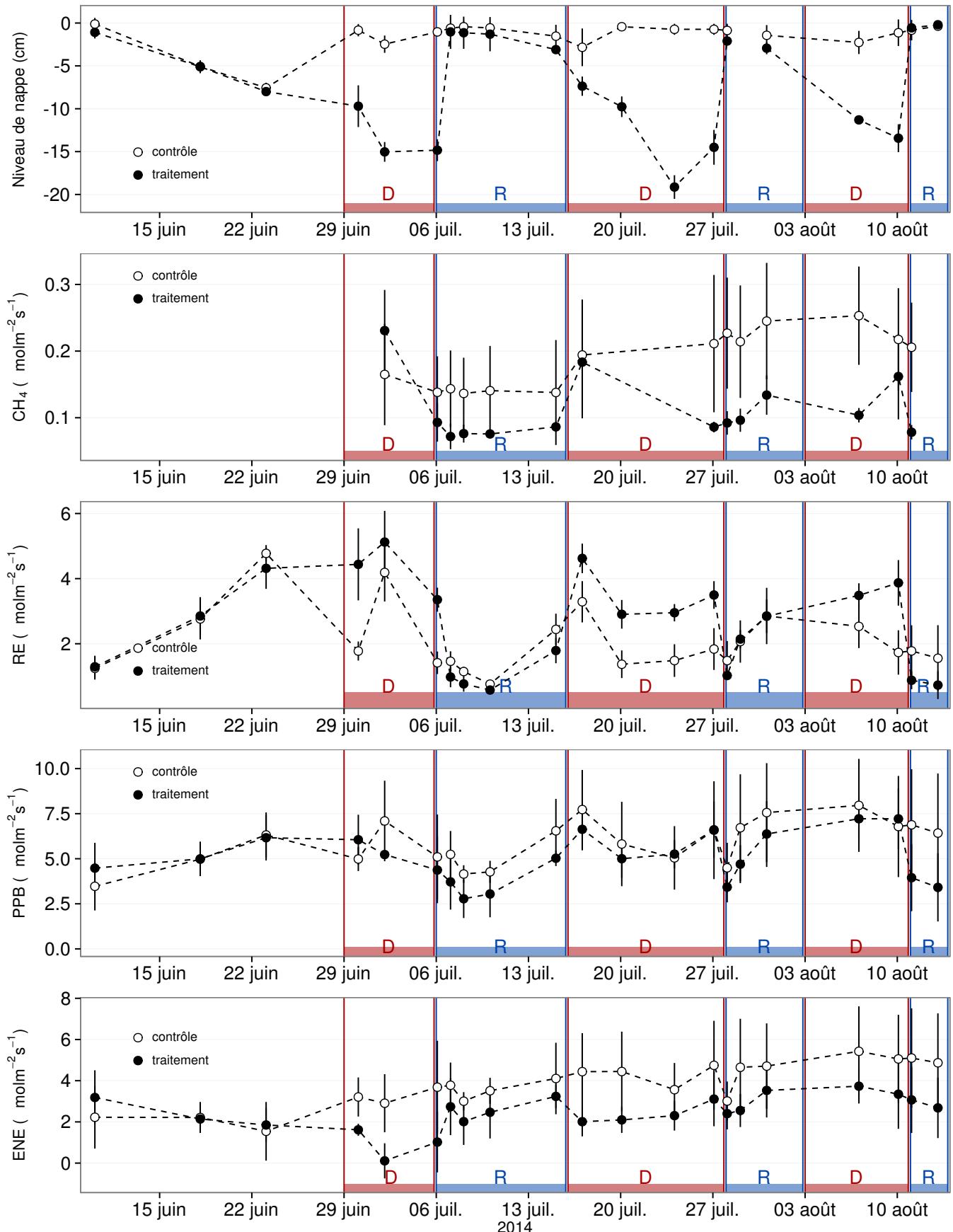


FIGURE 4.4 – Expérimentation B : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, CH_4 , RE, PPB, ENE en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent aux phases de dessiccation (D) en rouge et aux phases de réhumectation (R) en bleu.

1459 d'une quinzaine de centimètres en moyenne pour chaque cycle (Figure 4.4–A).

1460 Les flux de CH₄ moyen s'étendent de 0,07 à 0,34 µmol m⁻² s⁻¹. Les flux du groupe
1461 de contrôle, à l'exception de la première mesure, sont supérieurs aux flux du groupe
1462 traité, leurs moyennes respectives sur l'ensemble des mesures étant de 0,20 ± 0,06 et
1463 0,11 ± 0,05 µmol m⁻² s⁻¹ respectivement. Les émissions du groupe de contrôle tendent
1464 à augmenter sur la période de mesure. Une tendance similaire, quoique moins mar-
1465 quée, est également visible pour le groupe traité. Concernant les cycles de dessicca-
1466 tion/réhumectation, il est difficile de dégager des comportements communs, même s'il
1467 semble que l'assèchement conduit à une baisse des émissions (Figure 4.4–B) Cette re-
1468 lation, mise en exergue pas un nombre de points très faible, n'apparaît cependant pas
1469 sur l'ensemble des données (Figure 4.5–B) Un pic d'émission de CH₄ est également à
1470 noter pour chaque cycle pendant la phase de dessiccation.

1471 La RE varie pour les deux groupes entre 0,42 et 5,12 µmol m⁻² s⁻¹ (Figure 4.4–C)).
1472 Avant le démarrage des manipulations du niveau de la nappe, les valeurs des deux
1473 groupes sont très proches et augmentent tandis que le niveau de nappe diminue. Pen-
1474 dant les phases de dessiccation, les valeurs du groupe traité sont systématiquement supé-
1475 rieures, de 1,5 à 1,8 µmol m⁻² s⁻¹ en moyenne par phase, par rapport à celle du groupe
1476 de contrôle. À l'inverse pendant les phases de réhumectation les flux entre les deux
1477 groupes sont beaucoup plus proches avec une tendance de la RE du groupe de contrôle
1478 à être au dessus de celle du groupe traité. La RE du groupe traité est systématiquement
1479 plus faible pendant les phases de réhumectations que pendant les phases de dessicca-
1480 tions. En moyenne la RE vaut respectivement 2,28 ± 1,00 et 3,86 ± 0,80 µmol m⁻² s⁻¹
1481 pour les groupes de contrôle et traité pendant les phases de dessiccation et 1,70 ± 0,62
1482 et 1,51 ± 0,98 µmol m⁻² s⁻¹ pendant les phases de réhumectation.

1483 Sur l'ensemble de la période de mesure la PPB est comprise entre 2,78 et 7,96 µmol m⁻² s⁻¹.

1484 Avant le début des traitements les flux des deux groupes sont similaires (Figure 4.4–D).
1485 La première phase de dessiccation fait passer la PPB du groupe de contrôle au dessus
1486 du groupe traité. Pour les deux groupes, la PPB est plus importante lors des phases
1487 de dessiccation comparée aux phase de réhumectation, avec des moyennes respectives

4.4. Discussion

1488 de $6,35 \pm 2,19$ contre $5,80 \pm 2,20$ pour le groupe de contrôle et de $5,95 \pm 1,46$ contre
1489 $4,05 \pm 1,60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour le groupe traité.

1490 Les valeurs d'ENE mesurées sont comprises entre $0,11$ et $5,42 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, elles
1491 ont tendance à augmenter au cours du temps. Passé la période pré-traitements pendant
1492 laquelle les flux de l'ENE sont similaires pour les deux groupes l'ENE du groupe de
1493 contrôle est systématiquement supérieure à celle du groupe de traitement (Figure 4.4–
1494 E). L'évolution des deux groupes reste cependant relativement conjointe pendant la
1495 période de mesure avec pour le groupe traité une diminution récurrente de l'ENE au
1496 début de chaque phase de dessiccation.

1497 4.3.3 tendances générales

1498 Pour les deux expérimentations une relation nette est visible entre le niveau de la
1499 nappe et l'ENE qui diminue lorsque le niveau de nappe augmente (Figure 4.5–G,H).
1500 La relation inverse est visible, pour les deux expérimentations, entre la RE et le niveau
1501 de la nappe (Figure 4.5–C,D). La PPB par contre ne montre aucune tendance claire
1502 quelle que soit l'expérimentation. On peut malgré tout noter que les valeurs de PPB les
1503 plus faibles correspondent aux niveaux de nappe les plus élevés(Figure 4.5–E,F). Pour
1504 le méthane, que ce soit pour l'expérimentation A ou B, aucune tendance ne semble se
1505 dégager vis à vis du niveau de la nappe (Figure 4.5–A,B).

1506 4.4 Discussion

1507 4.4.1 Comparaison aux mesures *in-situ*

1508 Les flux moyen de CH_4 mesurés dans les mésocosmes des deux expérimentations
1509 font partie des valeurs hautes mesurées sur le terrain. Certaines campagnes dépassent
1510 nettement, en faisant plus que doubler, le maximum de $0,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ mesuré en
1511 2014 sur la tourbière de La Guette.

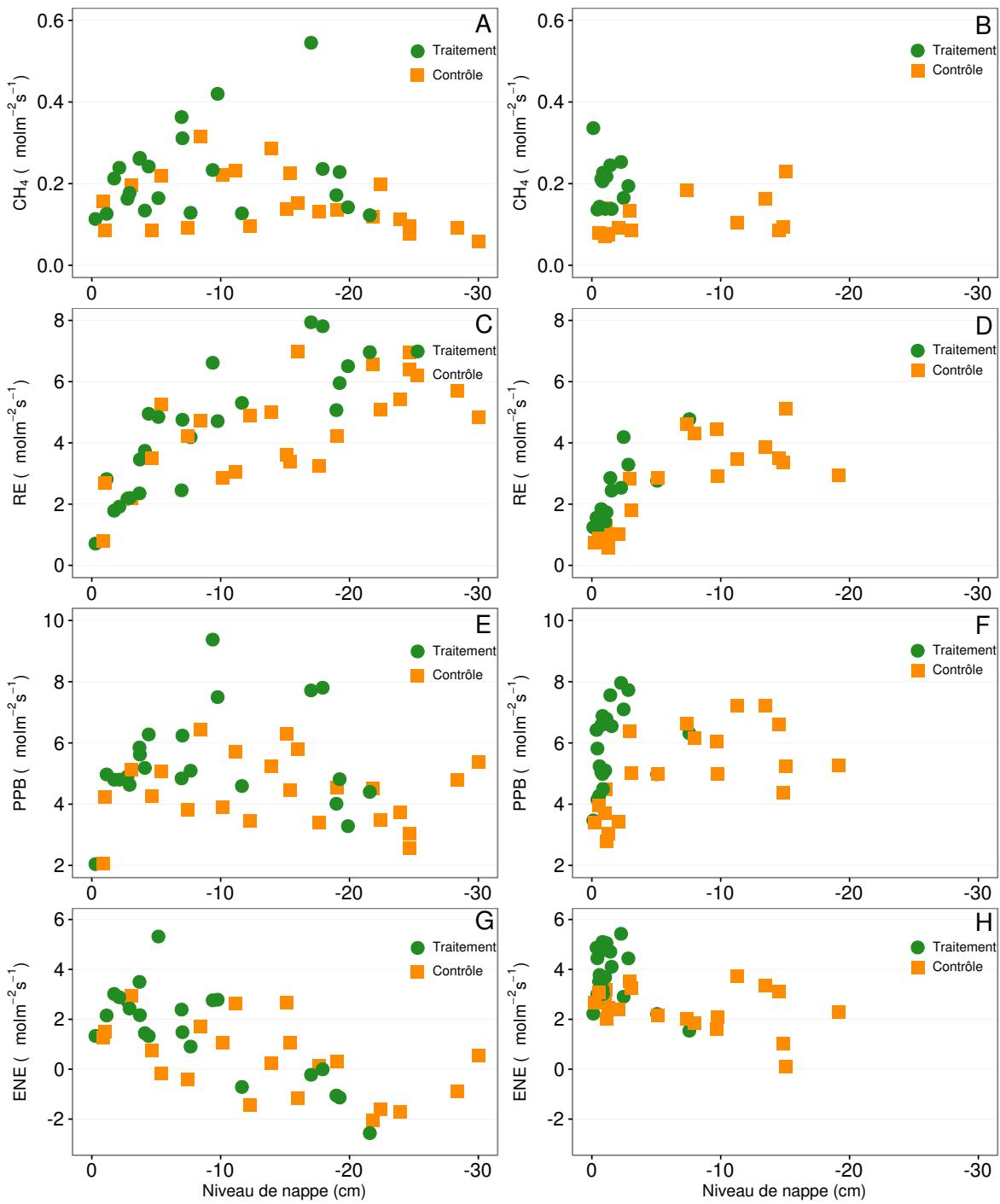


FIGURE 4.5 – Relations entre les flux de GES et le niveau de la nappe

4.4. Discussion

1512 Pour le CO₂ les flux sont généralement dans la gamme des valeurs mesurée sur la
1513 tourbière de La Guette. Pour l'expérimentation A, l'ENE moyen est plus faible que
1514 celui mesuré sur le terrain la même année : 0,81 contre 2,85 µmol m⁻² s⁻¹. Pour l'expé-
1515 rimentation B en revanche l'ENE moyen vaut 0,71 µmol m⁻² s⁻¹ ce qui est relativement
1516 proche de celui mesuré sur le terrain : 2,93 µmol m⁻² s⁻¹. Les flux de RE et de PPB
1517 sont moins fort que les flux mesurés sur le terrain mais restent dans leur gamme de
1518 valeurs. Ces comparaisons sont par ailleurs à relativiser puisque les mesures de flux
1519 n'ont pas nécessairement lieu aux mêmes moment de la journée.

1520 Comme pour la RE, les flux de PPB sont du même ordre de grandeur que ceux me-
1521 surés sur le terrain, mais légèrement plus faible : les maxima moyens mesurés dans les
1522 mésocosmes sont d'environ 7,5 pour des valeurs de 13 µmol m⁻² s⁻¹ mesuré directement
1523 sur la tourbière.

1524 4.4.2 Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de 1525 gaz

1526 Les résultats de ces deux expérimentations montrent clairement une augmentation
1527 de la RE quand le niveau de la nappe diminue. Ceci est en accord avec les résultats
1528 d'autres études que ce soit in-situ (Ballantyne *et al.*, 2014) ou en mésocosmes (Blodau
1529 *et al.*, 2004; Dinsmore *et al.*, 2009). Dans ces deux dernières publications, la baisse
1530 du niveau de la nappe diminue la PPB. Pas de variations claires de la PPB n'est vi-
1531 sible dans les données présentées, même si une légère tendance semble émergée aux
1532 plus fortes profondeur de nappe pour l'expérimentation A, ces observations restent à
1533 confirmer. Cette absence d'effet du niveau de la nappe sur la PPB peut, peut être,
1534 être liée à la profondeur des mésocosmes (30 cm). En effet dans Blodau *et al.* (2004)
1535 et Dinsmore *et al.* (2009), les mésocosmes utilisés sont plus grands, 75 et 41 cm res-
1536 pectivement, ont permis d'abaisser le niveau de l'eau au delà de -30 cm. Cette limite
1537 a été rapportée plusieurs fois comme étant un seuil au delà duquel son observés des
1538 changements importants (Blodau *et al.*, 2004; Peichl *et al.*, 2014). Ce seuil est expliqué
1539 comme étant la limite au delà de laquelle les forces de capillarités ne permettent plus

1540 d'alimenter en eau les sphaignes (Rydin et Jeglum, 2013a; Ketcheson et Price, 2014).
1541 Il résulte des constats précédents qu'une baisse du niveau de nappe, faisant augmenter
1542 la RE et ne changeant pas ou peu la PPB, conduit à une baisse de l'ENE. Cette di-
1543 minution de l'ENE est cohérente avec la littérature, que ce soit des expérimentations
1544 en mésocosmes (Aerts et Ludwig, 1997; Blodau *et al.*, 2004), ou in-situ (Bubier *et al.*,
1545 2003; Sonnentag *et al.*, 2010). Malgré tout l'extrapolation de ses résultats à d'autres
1546 situations n'est pas évidente car fortement fonction du contexte. D'autre études n'ont,
1547 par exemple, pas observé d'influence du niveau de la nappe sur la RE (Updegraff *et al.*,
1548 2001). Par ailleurs Laiho (2006) a montré l'importance du contexte et notamment celui
1549 de l'échelle de temps considéré qui peut impliquer des phénomènes différents et donc
1550 avoir des conséquences différentes.

1551 La dépendance entre les flux de CH₄ et le niveau de la nappe, devant conduire à une
1552 baisse des émissions quand le niveau de la nappe diminue, comme décrite dans Aerts et
1553 Ludwig (1997), Pelletier *et al.* (2007) ou Turetsky *et al.* (2008), n'a pas été clairement
1554 observée. Ce constat rejoins d'autres études dans lesquelles une relation inverse ou un
1555 absence de relation a été trouvé entre le CH₄ et le niveau de la nappe Kettunen *et al.*
1556 (1996); Bellisario *et al.* (1999); Treat *et al.* (2007). L'observation d'un pic de méthane
1557 suivant de quelques jours une phase de hausse du niveau de la nappe, est également
1558 rapportée par Kettunen *et al.* (1996). (**And so what ?**)

1559 4.4.3 Effet cycles multiples

1560 5 Variation journalière de la respiration de
1561 l'écosystème (article)

1562

1563	5.1 Introduction	103
1564	5.1.1 Study sites	105
1565	5.1.2 Data acquisition	105
1566	5.1.3 Data synchronisation	106
1567	5.1.4 Sensitivity of ER to temperature	106
1568	5.1.5 Testing difference between daytime and nighttime ER sensi-	
1569	tivity to temperature	107
1570	5.1.6 Physico-chemical characterisation of the peat	107
1571	5.2 Résultats	108
1572	5.2.1 Température de l'air et variabilité de RE	108
1573	5.2.2 Synchronisation RE et température du sol	109
1574	5.2.3 Équations utilisées	110
1575	5.2.4 Relation entre RE et la température	111
1576	5.2.5 Évolution du Q10	112
1577	5.2.6 Différence entre mesures de jour et de nuit	114
1578	5.2.7 Caractérisation de la tourbe	114
1579	5.3 Discussion	114
1580	5.3.1 Différence de RE entre les différents sites	114
1581	5.3.2 Temps de latence entre température et RE	118
1582	5.3.3 La synchronisation entre RE et la température améliore la	
1583	représentation de la sensibilité de RE à la température	119
1584		

1585	5.3.4 Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit	120
1586	5.3.5 La sensibilité du Q10 à la profondeur de la température et à	
1587	la synchronisation	120
1588	5.4 Conclusions	121
1590		

1591 5.1 Introduction

1592 At a global scale, Ecosystem Respiration (ER) and photosynthesis are the most
1593 important fluxes between the atmosphere and the biosphere, accounting for 98 and
1594 123 PgC yr⁻¹, respectively (Bond-Lamberty et Thomson, 2010; Beer *et al.*, 2010). By
1595 contrast the fossil fuel and cement production flux is one order of magnitude lower, at
1596 7.8 PgC yr⁻¹ (Ciais *et al.*, 2014). Consequently, even small variations in the ecosystem
1597 fluxes may result in substantial changes in carbon (C) storage dynamics. This can have
1598 a significant effect on the global C budget, in particular on atmospheric C concentration.
1599 The C stock in natural ecosystems is divided into two pools : vegetation, which contains
1600 450 to 650 Pg C, and the soil which contains 1500 to 2400 Pg C (Prentice *et al.*, 2001;
1601 Eswaran *et al.*, 1993; Batjes, 1996). Across the world, the soil organic C (SOC) pool is
1602 spatially heterogeneous in terms of source and physical conditions, leading to variable
1603 storage rates between ecosystem types. Peatlands are efficient C storage ecosystems.
1604 They cover only 3 % of the global terrestrial area, but contain from 270 to 455 Pg C as
1605 SOC, i.e. from 10 to 30 % of the world's soil C (Gorham, 1991; Turunen *et al.*, 2002).
1606 Thus, peatlands are considered as a "hot spots" for SOC storage, and their evolution
1607 under current environmental changes deserves attention.

1608 As in many other terrestrial ecosystems, many factors affect ER variability in peat-
1609 lands : temperature, soil water content, vegetation, and substrate supply (Luo et Zhou,
1610 2006a). All these factors are thought to be affected by global change, with unknown
1611 consequences on the C balance (Limpens *et al.*, 2008). ER is often related to tempe-
1612 rature : either to air temperature (e.g., Bortoluzzi *et al.*, 2006), or soil temperature.
1613 The most commonly used soil temperatures are those at -5 cm (Ballantyne *et al.*, 2014;
1614 Görres *et al.*, 2014) and -10 cm (Kim et Verma, 1992; Zhu *et al.*, 2015). In some studies,
1615 different depths are used and the selected one depends on the goodness-of-fit (Günther
1616 *et al.*, 2014; Zhu *et al.*, 2015). All these studies use the chamber method to measure
1617 gas fluxes. Even though most studies use -5 cm soil temperature, no clear consensus

5.1. Introduction

exists. In addition Pavelka *et al.* (2007) and Graf *et al.* (2008) showed that the relationship between ER and temperature is depth dependent since heat transfer in the soil profile is not instantaneous and leads to a time-delay between the temperature and the ER signals. The relationship between ER and temperature is often described using the Q_{10} indicator, which represents the proportional increase of a reaction rate due to a 10°C rise in temperature. However, even if the Q_{10} seems coherent at a global scale (Mahecha *et al.*, 2010), reported values show a significant variability at the ecosystem level (Graf *et al.*, 2008). Because the measured Q_{10} are not linked to a single reaction but to multiple processes, numerous issues arise (Davidson *et al.*, 2006). Among them are the time-scale considered (Curiel Yuste *et al.*, 2004), the depth (Graf *et al.*, 2008) and the time-delays between ER and soil temperatures (Phillips *et al.*, 2011). One way to deal with the time-delays might be data synchronisation according to Pavelka *et al.* (2007). Another issue is the difference between the daytime and nighttime ER relationship with temperature. Juszczak *et al.* (2012), for example, showed that there are significant differences between ER modelled with daytime and nighttime data. Assessing these differences may be important when working at a daily timescale and when treating data from eddy-covariance measurements.

Based on these previous studies, we expected that time-delays in *Sphagnum*-dominated peatlands would be significant, even in the first 10 centimetres depth and that they would lead to a better description of observed data once taken into account, especially through data synchronisation. To our knowledge no studies have explored the time-delay between ER and soil temperature in peatlands yet. Differences in the ER-temperature relationship between daytime and nighttime datasets were also expected. To test these predictions, ER fluxes, during the growing season in 4 *Sphagnum*-dominated peatlands were measured in 2013. Continuous measurements over 72 hours were carried out in each site using static dark chambers. Air and soil temperature were also monitored. Specifically, the relationship between ER and temperature, measured at different depths in peat was studied and the difference between daytime and nighttime measurements was assessed.

1647 The aim of this study was (i) to highlight any time-delay at the daily timescale
1648 between ER and soil temperature at different depths in peatlands (ii) to assess the
1649 effect of synchronisation between ER and temperature in the representation of the diel
1650 ER variations (iii) to use the improved model to assess whether there is a difference
1651 between nighttime and daytime ER.

1652 **5.1.1 Study sites**

1653 The study was performed on four French *Sphagnum*-dominated peatlands : Berna-
1654 douze (BDZ, Ariège ; 3.75 ha, N 42°48'09", E 1°25'24", 1400 m), Frasne (FRN, Doubs ;
1655 98 ha, N 46°49'35", E 6°10'20", 836 m), Landemarais (LDM, Ille-et-vilaine ; 23 ha,
1656 N 48°26'30", E 1°10'54", 154 m), and La Guette (LGT, Cher ; 26 ha, N 47°19'44", E
1657 2°17'04", 145 m). Mean annual air temperatures and annual rainfalls were 6, 7.5, 11,
1658 11°C, and 1700, 1400, 870, 880 mm for BDZ, FRN, LDM and LGT respectively. During
1659 the measurements the water table level remained constant at to -12, -7, -35 and -9 cm
1660 for BDZ, FRN, LDM and LGT.

1661 **5.1.2 Data acquisition**

1662 Fieldwork was conducted between July and October 2013. In each site, four plots
1663 (replicates) with similar plant cover were chosen. Four cylindrical PVC collars (diame-
1664 ter : 31 cm, height : 15 cm) were inserted into the peat the day before beginning the
1665 measurements. For 72 hours, CO₂ fluxes were measured in the 4 plots once an hour
1666 in random order. These measurements were undertaken using a closed static cham-
1667 ber (diameter of 30.5 cm, height of 30 cm), with a GMP343 Vaisala probe. ER was
1668 measured with a transparent chamber covered by an opaque material to avoid input of
1669 photosynthetic active radiation. Inside the chamber the air was homogenized with a fan
1670 in order to minimize concentration gradients ([Pumpanen et al., 2004](#)). Measurement
1671 lasted a maximum of 5 min with CO₂ concentration recorded every 5 seconds as well
1672 as the relative humidity and the temperature inside the chamber.

1673 In each site a weather station and a data logger were set up near the plots to provide

5.1. Introduction

1674 meteorological and environmental data recorded every second : surface temperature (air
1675 temperature as close as possible to the surface : 5 cm), peat temperature (at -5, -10,
1676 -20 and -30 cm depth), air relative humidity and solar radiation.

1677 After the 72 hours of measurements four peat cores (30 cm height and 15 cm
1678 diameter), one for each replicate, were extracted at each site for physico-chemical
1679 characterisation.

1680 5.1.3 Data synchronisation

1681 The synchronisations between ER fluxes and temperatures were calculated for each
1682 depth and time-delays : The acquisition frequency between temperature and ER were
1683 different. Thus an average of the temperatures recorded during the ER measurement
1684 time was calculated for all depths at the corresponding CO₂ flux measurement time.
1685 Then the temperature averaging procedure was repeated at 10-minute increments, until
1686 a 24 hour shift. The 10-minute step was a compromise between precision and calculation
1687 time. Next a correlation coefficient was calculated for each time step and temperature
1688 measurement depth. Finally the synchronisation was determined for each depth, by
1689 selecting the time-delay corresponding to the highest correlation coefficient. Negative
1690 correlations caused by the phase shift were discarded.

1691 5.1.4 Sensitivity of ER to temperature

Three widely used models Fang et Moncrieff (2001) were implemented to study the relationship between ER and temperature : Linear regression (5.1), exponential models : Q₁₀ (5.2) and Arrhenius (5.3)

$$ER = \alpha + \beta T \quad (5.1)$$

$$ER = \alpha e^{\beta T}; Q_{10} = e^{10*\beta} \quad (5.2)$$

$$ER = \alpha e^{\frac{-E_a}{RT}} \quad (5.3)$$

1692 ER was estimated using air temperature, soil temperatures at -5, -10, -20 and -30

1693 cm depth with both non-synchronised and synchronised datasets. Calculations were
1694 implemented in R, and modelled data were adjusted to measured data using Ordinary
1695 Least Squares (OLS). The goodness-of-fit was estimated by calculating the regression
1696 coefficient (R^2) and the root mean square error normalized by the mean (NRMSE).

1697 **5.1.5 Testing difference between daytime and nighttime ER
1698 sensitivity to temperature**

1699 To test whether the relationship between ER and temperature differed during day-
1700 time and nighttime, the dataset was split into two groups which were then compared.
1701 The data between 10 am and 5 pm were considered as representative of the day and
1702 data between 11 pm and 6 am as representative of the night. Only the air temperature
1703 and the -5 cm depth peat temperature (with synchronised and non-synchronised data)
1704 were investigated as they provide the best ER representation. The data for day and
1705 night were centred to account for natural differences in measurement, since : during
1706 the day both temperature and ER are higher than in the night. Using these centred
1707 data, ratios between ER and temperatures were calculated. Finally a paired Student's
1708 t test was applied on the mean of the replicate for each site and each temperature to
1709 assess the significance of the differences between day and night measurements.

1710 **5.1.6 Physico-chemical characterisation of the peat**

1711 In the laboratory, two peat cores from each site were immersed in water during 24
1712 hours to saturate the pores. Then, the cores were soaked overnight to get rid of the
1713 water filling the effective porosity. At 5 cm steps, a piece of peat with a known volume
1714 (V , cm^3) was cut and weighed (W_1 , g). Then, the samples were dried at 50°C for 48
1715 hours and weighed (W_2 , g). Total porosity (Φ_T , dimensionless), retention porosity (Φ_R ,
1716 dimensionless), effective porosity (Φ_E , dimensionless) and bulk density (Bd , g cm^{-3})
1717 were calculated as follows :

$$\Phi_T = 1 - \left[\frac{\left(\frac{W2}{\rho_{peat}} \right)}{V} \right] \quad (5.4)$$

$$\Phi_R = 1 - \left[\frac{\left(\frac{(W1-W2)}{\rho_{peat}} \right)}{V} \right] \quad (5.5)$$

$$\Phi_E = \Phi_T - \Phi_R \quad (5.6)$$

$$Bd = \frac{W2}{V} \quad (5.7)$$

₁₇₁₈ Peat density (ρ_{peat}) was set at 1.45 according to [Kennedy et Price \(2005\)](#). Then
₁₇₁₉ the peat was crushed and C, H, N and S analyses were performed with an elemental
₁₇₂₀ analyser (Thermo Flash analyser).

₁₇₂₁ 5.2 Résultats

₁₇₂₂ 5.2.1 Température de l'air et variabilité de RE

₁₇₂₃ Mean surface air temperatures were about 14-15 °C for all sites, except for LGT
₁₇₂₄ which was 20.8 ± 7.4 °C, (Figure 5.1 – H). The lowest mean temperature and amplitude
₁₇₂₅ were found at BDZ : 14.4 ± 3.3 °C (Figure 5.1 – E). In LDM and FRN, the mean surface
₁₇₂₆ air temperatures were respectively 14.9 ± 8.7 °C and 15.0 ± 10.3 °C (Figure 5.1 – F,
₁₇₂₇ G) Surface air temperature was the highest in FRN.

₁₇₂₈ At -5 cm depth, BDZ and LGT had lower mean temperatures than at the surface :
₁₇₂₉ 14.1 ± 1.5 °C and 20.3 ± 1.7 °C respectively, whereas the opposite was observed in FRN
₁₇₃₀ and LDM with 16.3 ± 2.4 °C and 15.9 ± 1.0 °C respectively. Mean soil temperatures
₁₇₃₁ were still higher at -10 cm for both sites, but only in LDM at -20 cm. At -30 cm
₁₇₃₂ the soil temperature amplitude ranged from 0.2 in LDM to 0.6 in LGT and FRN.
₁₇₃₃ Overall conditions were warmer in LGT than in the other sites and LDM, despite a
₁₇₃₄ large amplitude of surface air temperature, had a particularly low soil temperature
₁₇₃₅ amplitude.

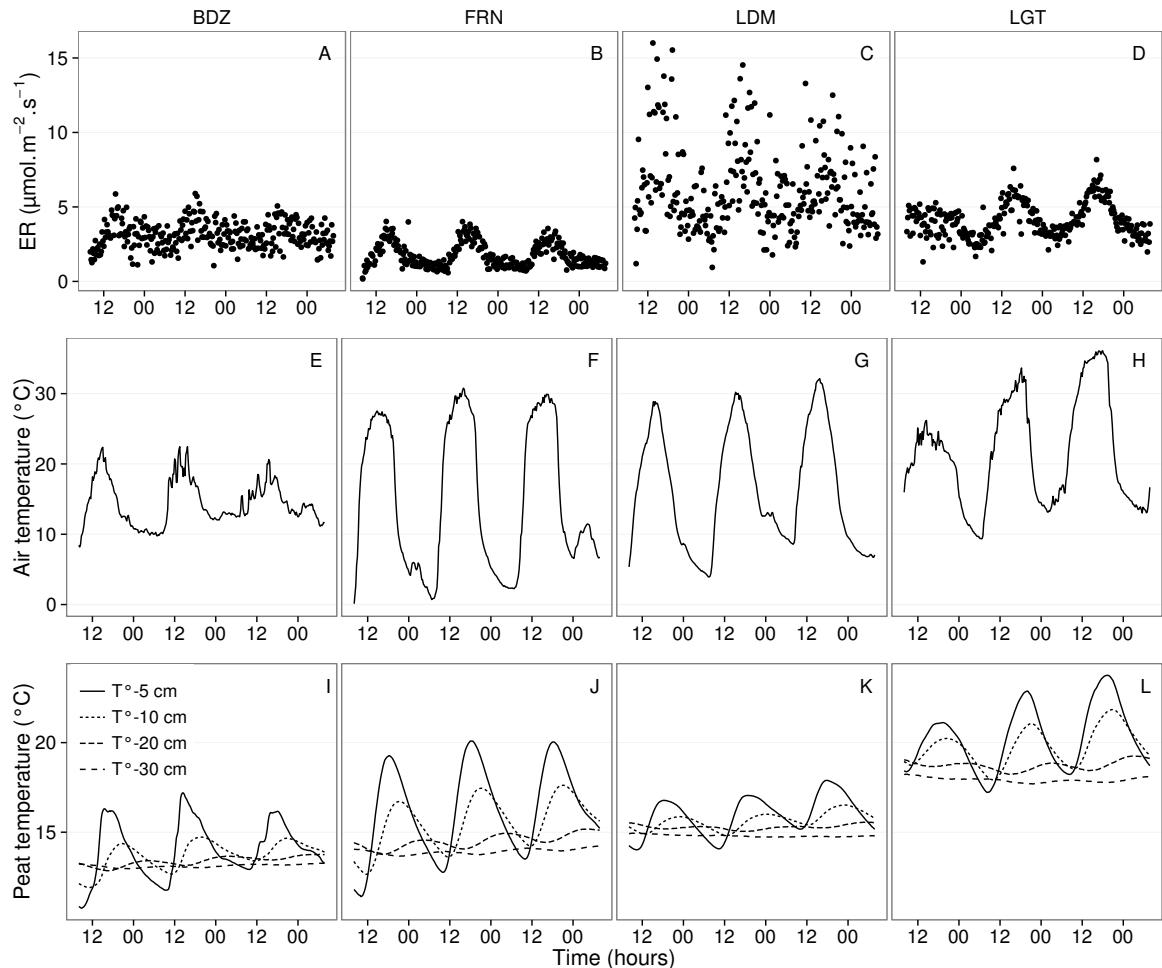


FIGURE 5.1 – Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).

1736 In terms of ER, mean and variability were the lowest in FRN among all sites (1.75
 1737 $\pm 0.83 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, Figure 5.1 – B). The highest variability and mean ER ($6.13 \pm$
 1738 $2.81 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, Figure 5.1 – C) were observed in LDM. On this site replicates had
 1739 different behaviours even though they were close to each other and in a similar environ-
 1740 ment. In BDZ and LGT, ER mean values were 3.12 ± 0.92 and $4.10 \pm 1.15 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
 1741 respectively (Figure 5.1 – A, B)

1742 5.2.2 Synchronisation RE et température du sol

1743 Figure 5.1 shows that the deeper the temperature was measured, the greater the
 1744 shift with respect to ER. Taking this shift into account by synchronising soil tempera-
 1745 tures with ER led to a significant positive linear correlation between the temperature

5.2. Résultats

measurement depth and the synchronisation time-delay (all sites pooled, $R^2=0.94$, $p<0.001$; Figure 5.2). The range of estimated time-delays decreased with depth up to -20 cm. At this depth the time-delay was 12 hours, i.e. a phase inversion on a daily timescale. For the three sites other than LDM, the slopes of the time-delay and measurement depth relationship were in a close range : 0.56, 0.54, 0.52 for FRN, BDZ and LGT respectively. The relationship for LDM was higher at -30 cm, leading to a steeper slope (0.66) than in the other sites (Figure 5.2). At the other depths, this site always had the highest time-delay, though the values were close to those of the other sites. BDZ always had the lowest time-delay, but like LDM, the values were close to those of the other sites, although slightly lower at -5 cm depth.

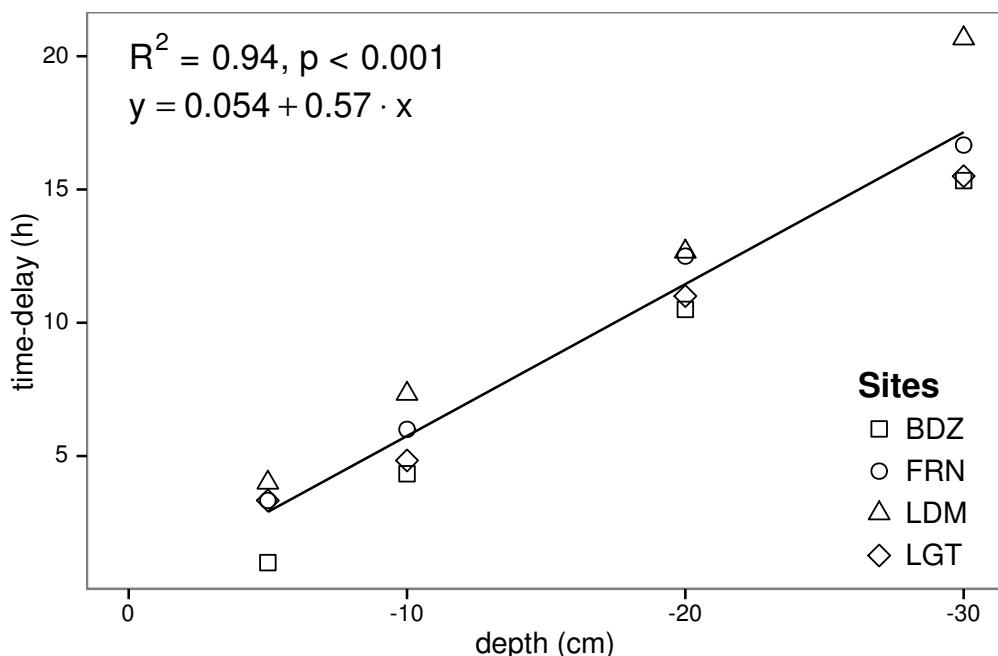


FIGURE 5.2 – Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT)

5.2.3 Équations utilisées

For both types of model (using non-synchronised and synchronised data), the differences between the 3 tested models were very small. The greatest differences, in R^2 values, were 0.07 and 0.05 for non-synchronised and synchronised data respectively,

Tableau 5.1 – R^2 and NRMSE profile with depth for models using non-synchronised and synchronised data and for the three equations (linear : lin, exponential : exp, arrhenius : arr).

depth	Non-synchronised						Synchronised					
	lin R^2	NRMSE	exp R^2	NRMSE	arr R^2	NRMSE	lin R^2	NRMSE	exp R^2	NRMSE	arr R^2	
Bernadouze												
0	0.22	25.88	0.19	26.09	0.19	26.09	0.22	25.88	0.19	26.09	0.19	
-5	0.23	25.66	0.20	25.89	0.20	25.89	0.27	25.18	0.24	25.40	0.24	
-10	0.02	28.92	0.03	29.26	0.03	29.26	0.23	25.72	0.22	25.90	0.22	
-20	0.04	28.64	0.03	28.98	0.03	28.98	0.13	27.79	0.13	28.16	0.13	
-30	0.02	28.93	0.02	29.28	0.02	29.28	0.05	29.54	0.05	29.92	0.05	
Frasne												
0	0.66	27.58	0.63	26.74	0.63	26.96	0.66	27.58	0.63	26.74	0.63	
-5	0.19	42.34	0.21	43.00	0.21	43.01	0.68	26.34	0.68	25.02	0.68	
-10	0.01	46.73	0.00	48.01	0.00	48.01	0.59	29.98	0.60	29.20	0.60	
-20	0.34	38.29	0.27	38.78	0.27	38.77	0.34	38.05	0.36	39.17	0.36	
-30	0.03	46.30	0.03	47.47	0.03	47.47	0.18	43.66	0.19	44.75	0.19	
Landemarais												
0	0.29	38.55	0.32	39.31	0.32	39.24	0.29	38.55	0.32	39.31	0.32	
-5	0.03	45.18	0.04	46.06	0.04	46.07	0.21	40.63	0.25	41.58	0.25	
-10	0.05	44.53	0.04	45.45	0.04	45.45	0.13	42.65	0.16	43.71	0.16	
-20	0.09	43.75	0.08	44.55	0.08	44.55	0.09	43.83	0.12	44.97	0.12	
-30	0.03	45.09	0.02	46.07	0.02	46.07	0.13	44.94	0.12	46.02	0.12	
La Guette												
0	0.61	17.44	0.56	17.30	0.56	17.34	0.61	17.44	0.56	17.30	0.56	
-5	0.31	23.27	0.29	23.24	0.28	23.26	0.63	16.83	0.59	16.49	0.58	
-10	0.08	26.89	0.07	27.09	0.07	27.10	0.61	17.21	0.57	16.84	0.57	
-20	0.30	23.41	0.27	23.30	0.27	23.30	0.54	18.93	0.51	19.01	0.51	
-30	0.12	26.25	0.11	26.37	0.11	26.37	0.39	22.18	0.36	22.26	0.36	

whereas differences in NRMSE maximum values were 1.28 and 1.14 (Table 5.1). In most cases the linear model led to a slightly better R^2 than the others. As the differences between equations were small, however, we will describe the exponential model in the following sections, because (i) it is the most widely used model to describe the ER–temperature relationship and (ii) the Q_{10} value can be derived from this equation. This will allow the comparison of the results of our study to others.

5.2.4 Relation entre RE et la température

The relationship between air temperature and ER, using the exponential model, was better in LGT and FRN ($R^2 > 0.55$) than in LDM and LDM ($R^2 < 0.35$) (Table 5.1). Nevertheless in all sites and with both linear and exponential models, using synchronised soil temperatures gave a better account of the ER variability than their non-synchronised counterparts (Figure 5.3). The goodness of fit (R^2) increased on average by 0.26 to 0.35 at -5 cm and -10 cm depth respectively. The degree of improvement

5.2. Résultats

varied however between sites. For instance, at -5 cm depth R^2 between synchronised and non-synchronised models increased by only 0.04 in BDZ while it increased by 0.47 in FRN. The improvement gained by using synchronised data was higher at -5 cm and -10 cm than at deeper layers, with 0.12, 0.11 on average for -20 and -30 cm depth (Figure 5.3).

A similar observation can be made for NRMSE. Regardless of some exceptions at deeper layers especially at -20 cm depth, the NRMSE values show that using synchronised data rather than non-synchronised ones improved the representation of ER variability at a daily timescale, indicating that depth measurements dependence is smaller for models using synchronised data than for models using non-synchronised data. However with increasing depth R^2 values still decreased and NRMSE values still increased. For FRN, LDM and LGT, synchronised data at -5 cm depth gave a better account of the ER variability than surface air temperature (Figure 5.3). This was not the case in LDM, where temperature at the surface was the best descriptor of ER. For both R^2 and NRMSE the values at -20 cm depth were better than those observed at -10 or -30 cm depth. This pattern was observed with different magnitudes among sites, and was particularly visible in FRN and LGT. For the most part, the synchronisation of data led to higher R^2 and NRMSE values for models using one soil temperature, at a daily scale on *sphagnum*-dominated peatlands.

5.2.5 Évolution du Q₁₀

The Q₁₀ stood between 0 and 2.5 for non-synchronised data with a maximum at -5 cm depth. Average values were 1.4, 2.4 and 1.3, at the surface, -5 and -10 cm depth respectively (Figure 5.4). Average Q₁₀ values at the surface and -10 cm depth were very similar. However there was much more variability at -10 cm depth, where the values ranged from 0.1 to 2.1, than at the surface where the values stood between 1.3 and 1.5. Beyond -10 cm depth Q₁₀ values fell almost to 0, while for non-synchronised data Q₁₀ values greatly increased with depth, reaching meaningless values. Q₁₀ values estimated with surface temperature were very similar between sites with an average of

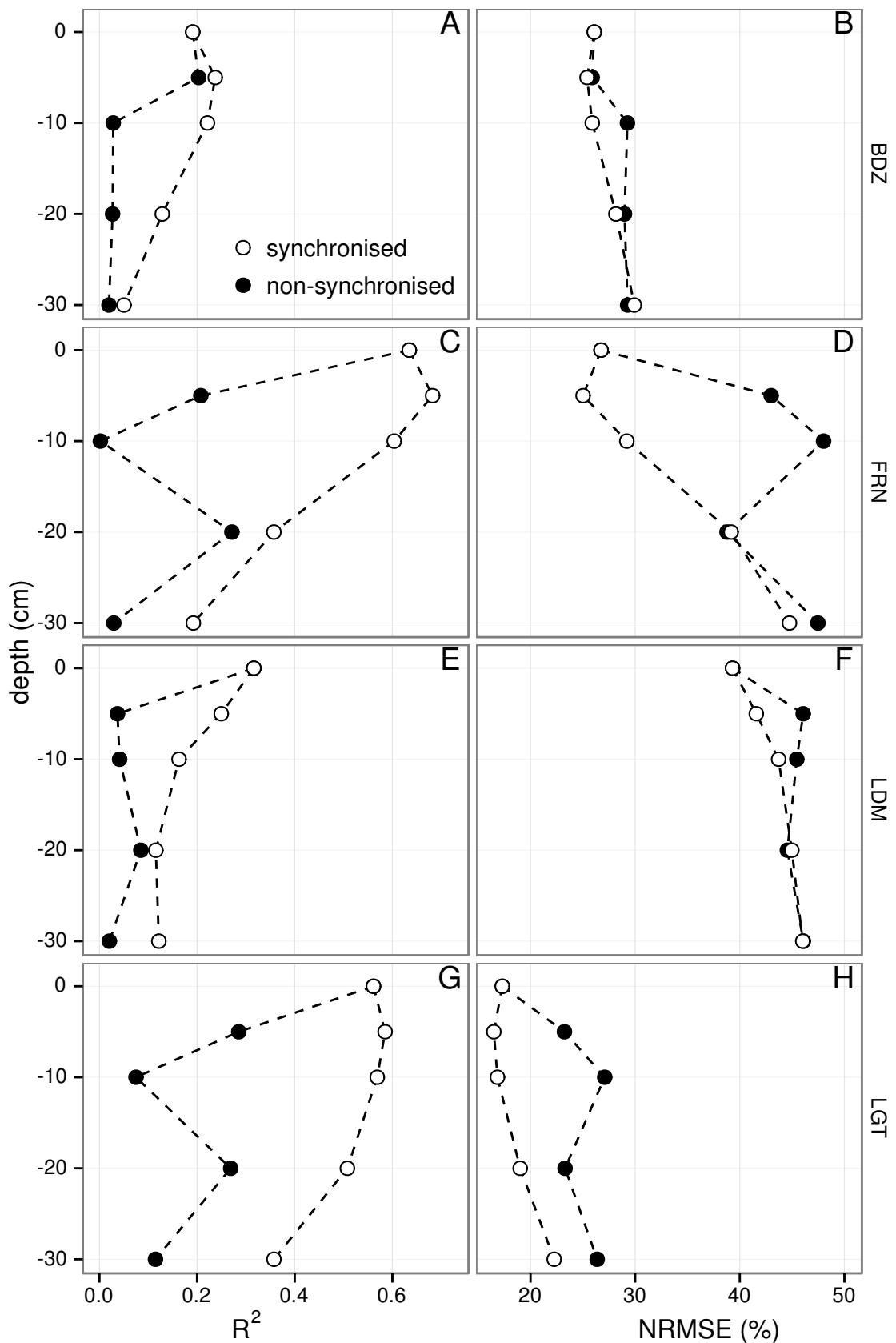


FIGURE 5.3 – Profile of R^2 and NRMSE, (RMSE, normalized by the mean), with depth, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT) using the exponential model.

5.3. Discussion

1801 1.4 (Figure 5.4). It increased to about 2.5 at -5 cm depth, with both synchronised and
1802 non-synchronised data. Below this depth, Q_{10} estimated with both methods either de-
1803 creased downwards (non-synchronised) or increased (synchronised data) to unrealistic
1804 values (Figure 5.4).

1805 5.2.6 Différence entre mesures de jour et de nuit

1806 For BDZ and LDM sites no significant differences were found between daytime and
1807 nighttime data no matter which model was used, whereas differences were found for
1808 FRN and LGT (Figure 5.5). In FRN, synchronisation increased the significance of the
1809 differences : $p < 0.001$ with and $p < 0.01$ without synchronisation respectively. The
1810 same pattern was found in LGT but with lower significance. Hence models using -5
1811 cm depth with non-synchronised data are not significantly different but those using
1812 synchronised data are. Note that, for LGT, the model using air temperature had a
1813 daytime slope that was higher than the nighttime one, which was the opposite of all
1814 the other cases.

1815 5.2.7 Caractérisation de la tourbe

1816 Elemental compositions were similar in all sites : 1–3%, 4–6% and <1% for N, H
1817 and S respectively (Table 5.2). C content was mainly between 40 and 50 %, except at
1818 the deeper levels in LDM and LGT where values were lower (< 32%).

1819 5.3 Discussion

1820 5.3.1 Différence de RE entre les différents sites

1821 The ER fluxes calculated in the 4 sites were in the same order of magnitude as those
1822 of peatlands found in the literature. [Bortoluzzi *et al.* \(2006\)](#), for instance, found ER
1823 values ranging from 2 to 5 during the same period as this study, i.e. July to October

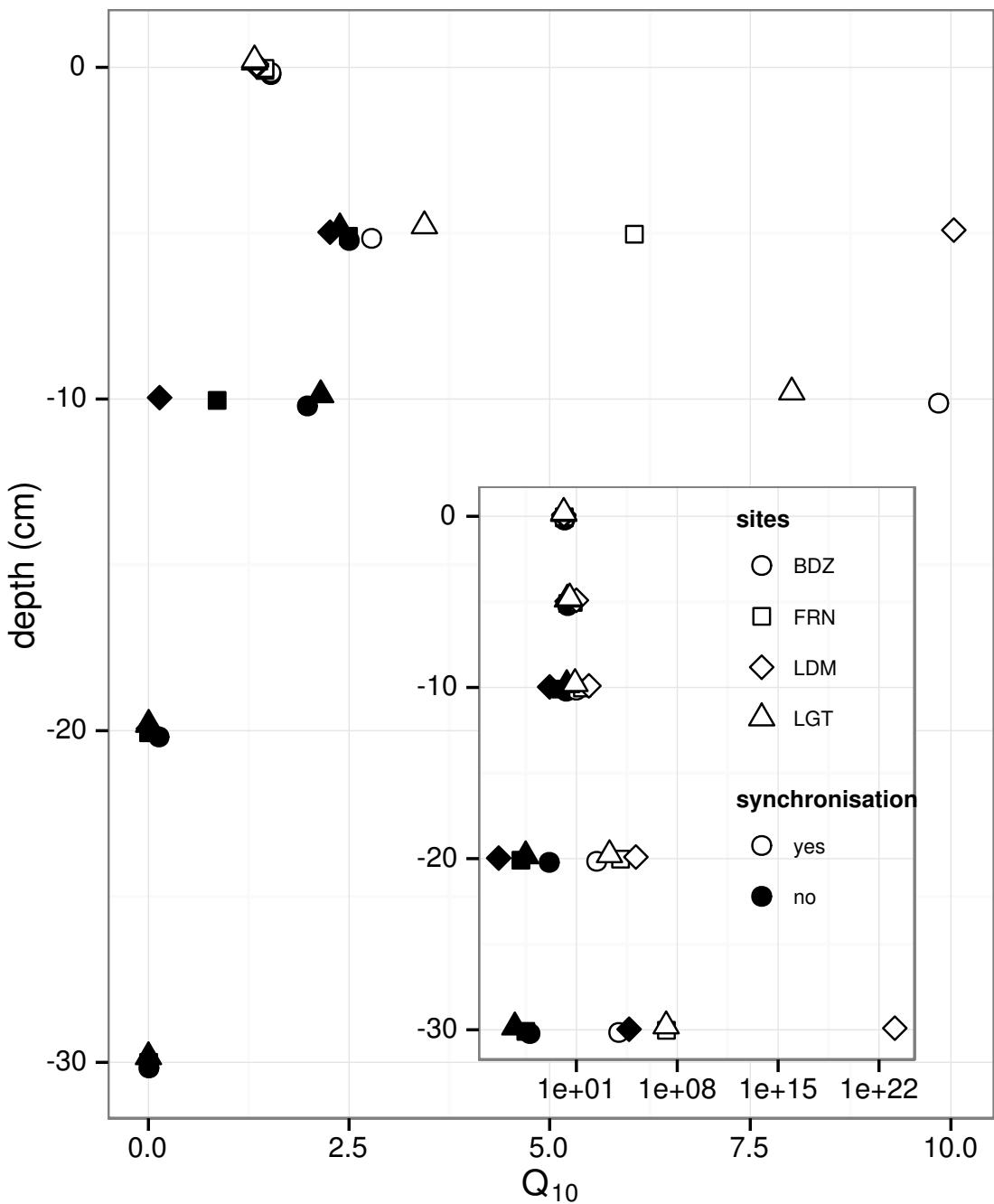


FIGURE 5.4 – Profile of Q_{10} with depth for synchronised (white) and non synchronised (black) data and exponential model in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).

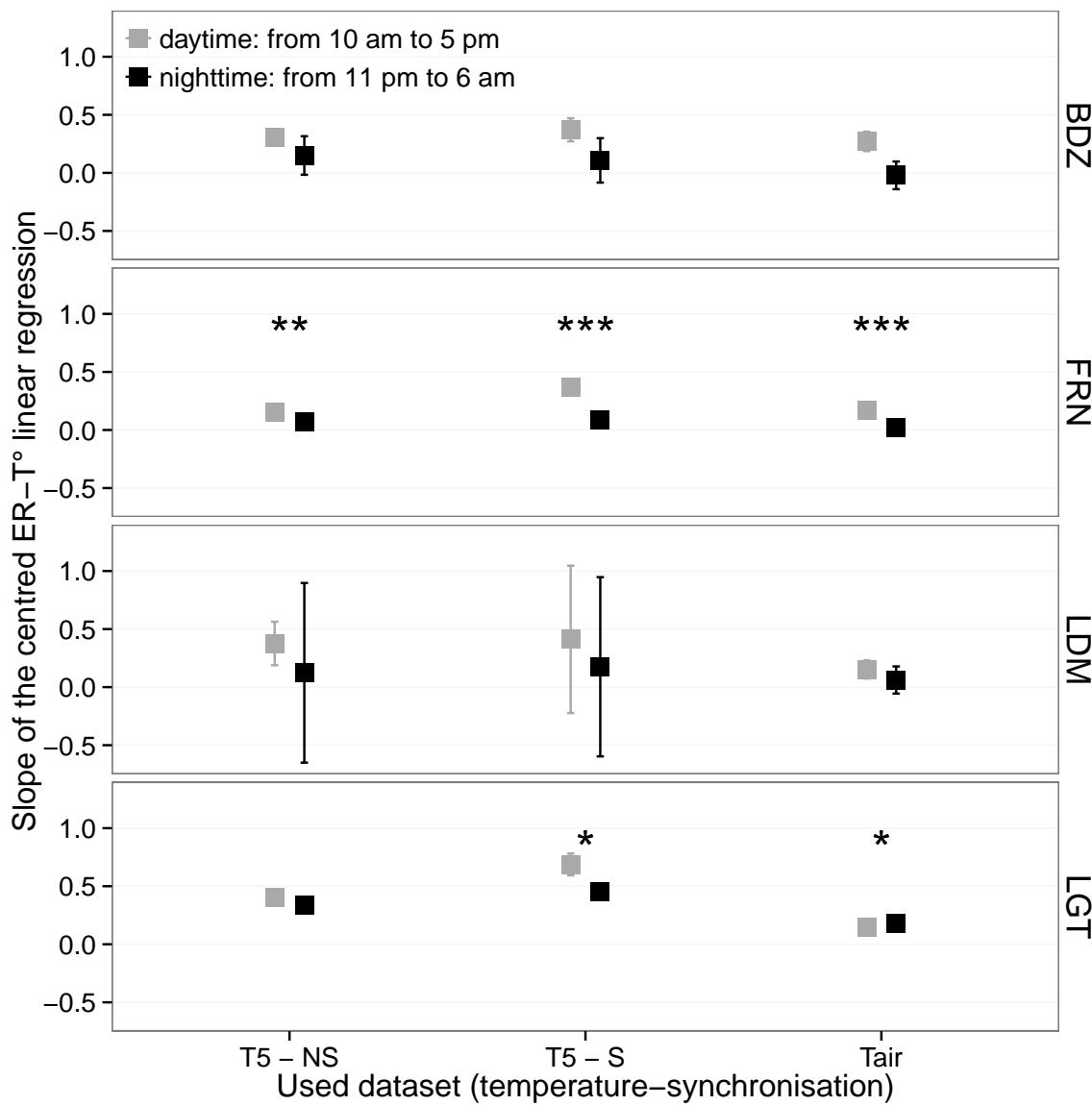


FIGURE 5.5 – Differences between daytime and nighttime measurements using 3 models : non-synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – NS), synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – S), and non-synchronised data at air temperature (Tair).

Tableau 5.2 – Peat chemical properties as a function of depth in cm : content (%) N, C, H, S, the total, retention and effective porosity, Φ_T , Φ_R , Φ_E respectively in $m^3.m^{-3}$, solid peat volumic fraction in $m^3.m^{-3}$ and the bulk density (Bd) in $g.cm^{-3}$.

level	N	C	H	S	Φ_T	Φ_R	Φ_E	solid	Bd
Bernadouze									
0–5	1.76	41.84	6.05	0.05	0.99	0.47	0.52	0.01	0.03
5–10	1.99	43.99	6.18	0.07	0.97	0.78	0.19	0.03	0.06
10–15	2.28	45.38	6.35	0.1	0.96	0.92	0.04	0.04	0.10
15–20	2.92	44.95	6.23	0.23	0.95	0.82	0.13	0.05	0.11
20–25	3.14	39.01	5.31	0.23	0.93	0.90	0.04	0.07	0.16
25–30	2.50	31.15	4.28	0.13	0.89	0.86	0.03	0.11	0.24
Frasne									
0–5	1.73	43.67	6.24	0.00	0.99	0.40	0.58	0.01	0.03
5–10	1.55	43.35	5.97	0.00	0.98	0.59	0.40	0.02	0.03
10–15	1.69	43.49	6.17	0.00	0.98	0.89	0.09	0.02	0.05
15–20	1.63	43.06	5.97	0.00	0.98	0.89	0.09	0.02	0.05
20–25	1.30	43.68	6.29	0.05	0.98	0.93	0.04	0.02	0.05
25–30	1.48	43.44	6.21	0.03	0.98	0.87	0.11	0.02	0.05
Landemarais									
0–5	1.36	45.63	5.69	0.25	0.97	0.62	0.35	0.03	0.07
5–10	3.08	47.37	5.37	0.09	0.95	0.74	0.21	0.05	0.11
10–15	2.73	48.34	5.63	0.10	0.94	0.94	0.00	0.06	0.13
15–20	2.54	48.67	5.64	0.30	0.96	0.81	0.15	0.04	0.10
20–25	2.08	46.99	5.80	0.23	0.97	0.89	0.08	0.03	0.07
25–30	1.57	45.65	6.23	0.21	0.97	0.89	0.08	0.03	0.07
La Guette									
0–5	1.55	38.33	5.23	0.05	0.97	0.61	0.36	0.03	0.05
5–10	2.35	41.31	4.66	0.20	0.93	0.83	0.10	0.07	0.08
10–15	2.34	43.81	5.72	0.18	0.91	0.89	0.02	0.09	0.10
15–20	1.99	43.17	5.45	0.10	0.89	0.87	0.01	0.11	0.13
20–25	1.90	37.91	4.83	0.05	0.88	0.83	0.05	0.12	0.15
25–30	1.32	18.95	2.32	0.01	0.79	0.76	0.03	0.21	0.28

5.3. Discussion

2004. In the present study, the models performed poorly in 2 sites, BDZ and LDM. For
BDZ, amplitudes of both ER and temperatures were low (Figure 5.1 – A, E) making
the representation of ER possible only on a short temperature span. With such low
ranges of both ER and temperature, it can be assumed that ER variability was due
to the variability between plots. For LDM, the ER fluxes were measured in plots that
were more heterogeneous than expected, resulting in strong variability (Figure 5.1 –
C). This observation is consistent with the high NRMSE value calculated for this site
(39.3 % for BDZ against 26.1 % for LDM) whereas the R^2 values for these two sites
were close, 0.19 and 0.32 for BDZ and LDM respectively, using surface air temperature
and an exponential relationship. It is noteworthy that in FRN the NRMSE values were
high with respect to R^2 values. This result can be explained by the fact that the mean
ER flux was low ($1.75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) and thus had a strong influence on NRMSE as
we used mean normalization. Finally at -20 cm depth, models using non-synchronised
data showed, an increase in R^2 and a decrease in NRMSE which was more or less
observable in the different sites : clearly in FRN, LGT and to a lesser extent in LDM,
but barely perceivable in BDZ. At this depth the temperature and the ER signal phases
are opposed making the non-synchronised models better at representing ER than at -10
or -30 centimetres but with a reverse relationship. The ER fluxes thus show different
behaviours either in their amplitude or in their homogeneity

5.3.2 Temps de latence entre température et RE

Time-delays between soil temperatures and ER occur in *Sphagnum*-dominated peat-
lands. They occur even close to the soil surface and increase with depth. The relation-
ship between time-delays and depth was similar in all the studied sites although LDM
had slightly higher time-delays. The overall delay observed in peat soils, 0.57 hours
per centimetre, was higher than those found by [Pavelka *et al.* \(2007\)](#) in a forest and
[Parkin et Kaspar \(2003\)](#) on two agricultural soils (0.4
and 0.5 hours per centimetre respectively). This is coherent with the fact that peat soil
has a lower thermal diffusivity than mineral soils ([Farouki, 1981; Arya, 2001](#)). LDM

1852 was the only site with a slightly higher slope especially at -30 cm. This was expected
1853 as soil diffusivity increases with wetness (Hillel, 2003) and LDM was the site with the
1854 lowest water table level. This was confirmed by thermal conductivity measurements
1855 conducted on the peat cores (data not shown). Overall, it should be noted that the
1856 time-delays were similar in all the studied sites despite their variability in terms of ER
1857 fluxes.

1858 **5.3.3 La synchronisation entre RE et la température améliore**
1859 **la représentation de la sensibilité de RE à la température**

1860 In spite of the importance of lags between physical phenomena and biological
1861 activities (Vargas *et al.*, 2010), few studies have addressed the effect of time-delays bet-
1862 ween soil temperature and global biological activity (ER) at the daily timescale. At this
1863 scale, we showed in peatlands that using synchronised data improved the representation
1864 of the temperature sensitivity of ER. The improvement provided by synchronisation
1865 was evidenced at shallow depth. The best goodness-of-fit obtained with synchronised
1866 data and models using one temperature, was found at -5 cm depth. These observations
1867 are in agreement with those of Pavelka *et al.* (2007) who also found a decreasing ef-
1868 fect of synchronisation with depth. Such a lesser depth effect could be explained by
1869 a simultaneous decrease in temperature amplitude. Because the goodness-of-fit of the
1870 non-synchronised data increases at -20 cm, the synchronisation effect strongly decreases
1871 at this depth. This pattern is visible, with various amplitudes, in the different sites.
1872 It is explained by the 12 h time-delay (Figure 5.2) corresponding to a phase inversion
1873 that occurs at this depth between the ER and the daily temperature courses. Such a
1874 phase inversion was found deeper, at -30 cm by Pavelka *et al.* (2007), due to a higher
1875 temperature diffusivity in mineral soils. Finally in our study these models, using syn-
1876 chronised -5 cm depth temperature, show slightly higher R^2 and lower NRMSE values
1877 than those using surface air temperature.

1878 5.3.4 Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit

1879 The significant differences observed between daytime and nighttime measurements
1880 corroborate other studies in which these differences were found using chamber tech-
1881 niques ([Juszczak et al., 2012](#); [Darenova et al., 2014](#)). The fact that some sites show
1882 significant differences (FRN and LGT) and not others (BDZ and LDM) seems to be
1883 linked to the variability between plots and temperature amplitude. When temperature
1884 amplitude was low, most of the variability originated from spatial variability between
1885 plots. This was also corroborated by a test done on LGT where we calculated the day
1886 and night differences only on the last two days when temperature amplitude was the
1887 greatest. As a result the significance increased from $p < 0.05$ to $p < 0.01$ for the syn-
1888 chronised model using -5 cm depth temperature and the differences observed in the
1889 model using air temperature were no longer significant any more ($p > 0.05$).

1890 5.3.5 La sensibilité du Q₁₀ à la profondeur de la température 1891 et à la synchronisation

1892 In shallow layers (≤ 10 cm), the Q₁₀ values calculated with non-synchronised data
1893 in the ranges that are usually reported, i.e. between 1.3 to 3.3 ([Raich et Schlesinger,](#)
1894 [1992](#)). At deeper levels in the peat profile (≥ 10 cm), they reach 0 as the relationship
1895 between ER and the temperature weakens, and is not compensated by a long term
1896 evolution. A similar behaviour was found by [Pavelka et al. \(2007\)](#) even if this Q₁₀
1897 decrease with depth is not usually seen and most studies show the opposite, namely
1898 an increase in Q₁₀ values with depth ([Graf et al., 2008](#)). This apparent contradiction
1899 may be explained by the length of the study. Because of its short duration, the effect of
1900 the time-delays on ER were preponderant over the temperature effect. Synchronisation
1901 also led to meaningless high Q₁₀ values because synchronisation can explain a higher
1902 proportion of ER flux with a smaller temperature variation. Temperature amplitude
1903 decreases with depth because of soil dampening.

1904 5.4 Conclusions

1905 We showed that the time-delays between ER and soil temperatures at different
1906 depths are significant on a daily timescale as the signals are shifted 30 minutes every
1907 centimetre. At this scale the use of synchronised soil temperature, to take into account
1908 these time-delays, can improve the representation of ER particularly in the first 10
1909 centimetres. Only one of the studied sites showed highly significant differences between
1910 daytime and nighttime measurements. However it is possible that such differences exist
1911 in the other sites, depending on the environmental conditions (e.g. temperature am-
1912 plitude) and spatial variability in the ER fluxes. Addressing questions of bio-physical
1913 coupling in determining ER at different timescales requires high frequency observations
1914 ([Vargas et al., 2011](#)). Even if the automated chamber technique is increasingly used, it
1915 cannot be easily deployed in some sites due to tall vegetation, power supply difficulties,
1916 or harsh environmental conditions. In contrast, temperature measurements at different
1917 depths are easy to conduct, robust to harsh conditions and can be powered by a small
1918 solar panel. A calibration campaign with human manipulated closed chambers could be
1919 carried out to assess ER variability at different timescales. Coupling temperature pro-
1920 file and punctual ER measurements and then using synchronised data in models may
1921 be a good alternative in sites where automated chambers are not easily implantable.

1922 Synthèse et perspectives

5.5. Bilan du bilan (de C) ?

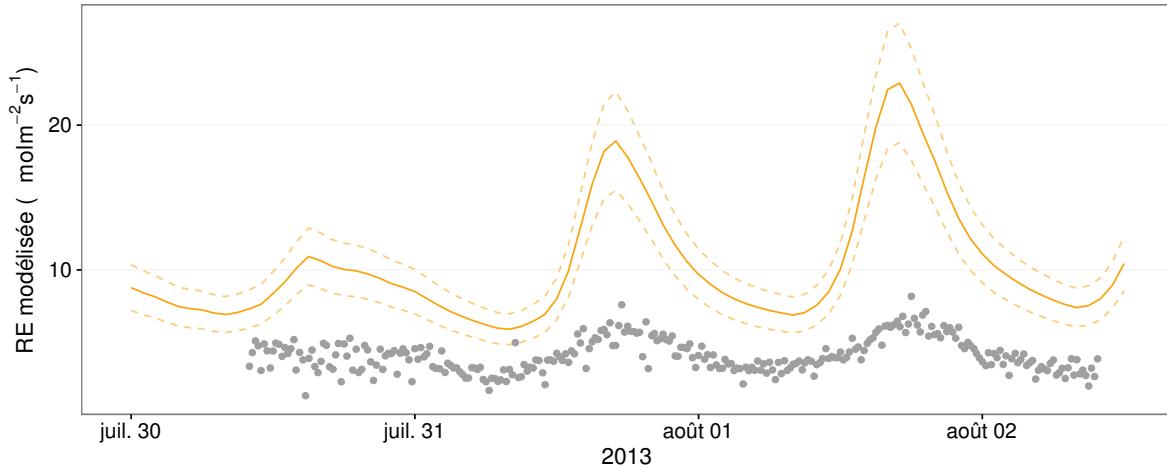


FIGURE 5.6 – Comparaison entre les valeurs estimées par le modèle RE-1 et les mesures faites à haute fréquence sur le site du 30 juillet au 2 août 2013

¹⁹²³ schéma conceptuel ? Modèles globaux (ORCHID, chloée)

¹⁹²⁴ 5.5 Bilan du bilan (de C) ?

¹⁹²⁵ Flux fort

¹⁹²⁶ sensibilité param forte

¹⁹²⁷ Modèles multi annuel et prise en compte de la végétation

¹⁹²⁸ Quid des variations journalières dans un bilan annuel ? (Figure 5.6)

¹⁹²⁹ Les prendre en compte améliorerait-il les modèles

¹⁹³⁰ modèles globaux ? **limitations des équations** : Plus généralement, la majorité des
¹⁹³¹ tourbières sont sous la neige une partie de l'année, ce qui n'arrive que rarement sur
¹⁹³² la tourbière de La Guette et une partie possède également des zones d'eau libre, qui
¹⁹³³ n'existent pas sur ce site.

¹⁹³⁴ modèles globaux et profondeur de tourbe

₁₉₃₅ 5.6 Résilience de la tourbe par rapport aux
₁₉₃₆ 2 années sèches qui précèdent le BdC
₁₉₃₇ (lien chap 3 et 4)

₁₉₃₈ 5.7 Ouverture vers d'autre méthodes de me-
₁₉₃₉ sures

- ₁₉₄₀ — chambre automatique (lien chap 5, et chap 3 ?)
- ₁₉₄₁ — tour eddy covariance (lien chap 5 et chap 3 ?)

¹⁹⁴² Bibliographie

- ¹⁹⁴³ AERTS, R. et LUDWIG, F. (1997). Water-table changes and nutritional status affect trace gas emissions from laboratory columns of peatland soils. *Soil Biology and Biochemistry*, 29(11–12):1691–1698.
- ¹⁹⁴⁶ ALM, J., TALANOV, A., SAARNIO, S., SILVOLA, J., IKKONEN, E., AALTONEN, H., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1997). Reconstruction of the carbon balance for microsites in a boreal oligotrophic pine fen, Finland. *Oecologia*, 110:423–431.
- ¹⁹⁴⁹ ANDREJKO, M. J., FIENE, F. et COHEN, A. D. (1983). Comparison of ashing techniques for determination of the inorganic content of peats. In *Testing of Peats and Organic Soils : A Symposium*, volume 820, pages 5–10. ASTM International.
- ¹⁹⁵² ARCHER, D., EBY, M., BROVKIN, V., RIDGWELL, A., CAO, L., MIKOŁAJEWICZ, U., CALDEIRA, K., MATSUMOTO, K., MUNHOVEN, G., MONTENEGRO, A. et OTHERS (2009). Atmospheric lifetime of fossil fuel carbon dioxide. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 37(1):117.
- ¹⁹⁵⁶ ARYA, S. P. (2001). *Introduction to Micrometeorology*, volume 79 de *International Geophysics Series*. Academic Press.
- ¹⁹⁵⁸ AURELA, M., RIUTTA, T., LAURILA, T., TUOVINEN, J.-P., VESALA, T., TUITTILA, E.-S., RINNE, J., HAAPANALA, S. et LAINE, J. (2007). CO₂ exchange of a sedge fen in southern Finland—the impact of a drought period. *Tellus B*, 59(5):826–837.
- ¹⁹⁶¹ BALLANTYNE, D. M., HRIBLJAN, J. A., PYPKER, T. G. et CHIMNER, R. A. (2014). Long-term water table manipulations alter peatland gaseous carbon fluxes in northern Michigan. *Wetlands Ecol. Manage.*, 22(1):35–47.
- ¹⁹⁶⁴ BATJES, N. H. (1996). Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *Eur. J. Soil Sci.*, 47(2):151–163.
- ¹⁹⁶⁶ BEER, C., REICHSTEIN, M., TOMEILLERI, E., CIAIS, P., JUNG, M., CARVALHAIS, N., RÖDENBECK, C., ARAIN, M. A., BALDOCCHI, D., BONAN, G. B., BONDEAU, A., CESCATTI, A., LASSLOP, G., LINDROTH, A., LOMAS, M., LUSSAERT, S., MARGOLIS, H., OLESON, K. W., ROUPSARD, O., VEENENDAAL, E., VIOVY, N., WILLIAMS, C., WOODWARD, F. I. et PAPALE, D. (2010). Terrestrial Gross Carbon Dioxide Uptake : Global Distribution and Covariation with Climate. *Science*, 329(5993):834–838.
- ¹⁹⁷² BELLISARIO, L. M., BUBIER, J. L., MOORE, T. R. et CHANTON, J. P. (1999). Controls on CH₄ emissions from a northern peatland. *Global Biogeochemical Cycles*, 13(1):81–91.
- ¹⁹⁷⁵ BLODAU, C. (2002). Carbon cycling in peatlands. A review of processes and controls. *Environmental Reviews*, 10(2):111–134.

- 1977 BLODAU, C., BASILIKO, N. et MOORE, T. R. (2004). Carbon turnover in peatland
1978 mesocosms exposed to different water table levels. *Biogeochemistry*, 67(3):331–351.
- 1979 BOND-LAMBERTY, B. et THOMSON, A. (2010). Temperature-associated increases in
1980 the global soil respiration record. *Nature*, 464(7288):579–582.
- 1981 BORTOLUZZI, E., EPRON, D., SIEGENTHALER, A., GILBERT, D. et BUTTLER, A.
1982 (2006). Carbon balance of a European mountain bog at contrasting stages of re-
1983 generation. *New Phytol.*, 172(4):708–718.
- 1984 BUBIER, J., COSTELLO, A., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et SAVAGE, K. (1993).
1985 Microtopography and methane flux in boreal peatlands, northern Ontario, Canada.
1986 *Canadian Journal of Botany*, 71(8):1056–1063.
- 1987 BUBIER, J. L., BHATIA, G., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et LAFLEUR, P. M. (2003).
1988 Spatial and Temporal Variability in Growing-Season Net Ecosystem Carbon Dioxide
1989 Exchange at a Large Peatland in Ontario, Canada. *Ecosystems*, 6:353–367.
- 1990 BUBIER, J. L., CRILL, P. M., MOORE, T. R., SAVAGE, K. et VARNER, R. K. (1998).
1991 Seasonal patterns and controls on net ecosystem CO₂ exchange in a boreal peatland
1992 complex. *Global Biogeochemical Cycles*, 12(4):703–714.
- 1993 BUBIER, J. L., MOORE, T. R., BELLISARIO, L., COMER, N. T. et CRILL, P. M. (1995).
1994 Ecological controls on methane emissions from a Northern Peatland Complex in the
1995 zone of discontinuous permafrost, Manitoba, Canada. *Global Biogeochemical Cycles*,
1996 9(4):455–470.
- 1997 BUCKLAND, P. C. (1993). Peatland archaeology : a conservation resource on the edge
1998 of extinction. *Biodivers. Conserv.*, 2(5):513–527.
- 1999 CAI, T., FLANAGAN, L. B. et SYED, K. H. (2010). Warmer and drier conditions
2000 stimulate respiration more than photosynthesis in a boreal peatland ecosystem :
2001 Analysis of automatic chambers and eddy covariance measurements. *Plant Cell
2002 Environ.*, 33(3):394–407.
- 2003 CHAPMAN, S., BUTTLER, A., FRANCEZ, A.-J., LAGGOUN-DÉFARGE, F., VASANDER,
2004 H., SCHLOTER, M., COMBE, J., GROSVERNIER, P., HARMS, H., EPRON, D. et
2005 OTHERS (2003). Exploitation of northern peatlands and biodiversity maintenance :
2006 a conflict between economy and ecology. *Front. Ecol. Environ.*, 1(10):525–532.
- 2007 CHRISTENSEN, J. H., HEWITSON, B., BUSUIOC, A., CHEN, A., GAO, X., HELD, R.,
2008 JONES, R., KOLLI, R. K., KWON, W. K., LAPRISE, R. et OTHERS (2007). Regional
2009 climate projections. *Clim. Change 2007 Phys. Sci. Basis Contrib. Work. Group
2010 Fourth Assess. Rep. Intergov. Panel Clim. Change Univ. Press Camb. Chapter 11,*
2011 pages 847–940.
- 2012 CHRISTENSEN, J. H., KANIKICHLARLA, K. K., MARSHALL, G. et TURNER, J. (2013).
2013 Climate phenomena and their relevance for future regional climate change.
- 2014 CIAIS, P., SABINE, C., BALA, G., BOPP, L., BROVKIN, V., CANADELL, J., CHHABRA,
2015 A., DEFRIES, R., GALLOWAY, J., HEIMANN, M. et OTHERS (2014). Carbon and
2016 other biogeochemical cycles. In *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis*.

- 2017 Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, pages 465–570. Cambridge University Press.
- 2019 CLYMO, R. S., TURUNEN, J. et TOLONEN, K. (1998). Carbon accumulation in peatland. *Oikos*, pages 368–388.
- 2021 COLMER, T. D. (2003). Long-distance transport of gases in plants : a perspective on internal aeration and radial oxygen loss from roots. *Plant Cell Environ.*, 26(1):17–36.
- 2023 CORNELISSEN, J. H., LANG, S. I., SOUDZILOVSKAIA, N. A. et DURING, H. J. (2007). Comparative cryptogam ecology : a review of bryophyte and lichen traits that drive biogeochemistry. *Ann. Bot.*, 99(5):987–1001.
- 2026 CROW, S. E. et WIEDER, R. K. (2005). Sources of CO₂ emission from a northern peatland : root respiration, exudation, and decomposition. *Ecology*, 86(7):1825–1834.
- 2028 CURIEL YUSTE, J., JANSSENS, I. A., CARRARA, A. et CEULEMANS, R. (2004). Annual Q₁₀ of soil respiration reflects plant phenological patterns as well as temperature sensitivity. *Global Change Biol.*, 10(2):161–169.
- 2031 DARENOVA, E., PAVELKA, M. et ACOSTA, M. (décembre 2014). Diurnal deviations in the relationship between CO₂ efflux and temperature : A case study. *CATENA*, 123:263–269.
- 2034 DAVIDSON, E. A., JANSSENS, I. A. et LUO, Y. (2006). On the variability of respiration in terrestrial ecosystems : moving beyond Q₁₀. *Global Change Biol.*, 12(2):154–164.
- 2036 DINSMORE, K. J., SKIBA, U. M., BILLETT, M. F. et REES, R. M. (2009). Effect of water table on greenhouse gas emissions from peatland mesocosms. *Plant Soil*, 318(1-2):229–242.
- 2039 ESWARAN, H., VAN DEN BERG, E. et REICH, P. (1993). Organic carbon in soils of the world. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57(1):192–194.
- 2041 FANG, C. et MONCRIEFF, J. (2001). The dependence of soil CO₂ efflux on temperature. *Soil Biol. Biochem.*, 33(2):155–165.
- 2043 FAROUKI, O. (1981). *Thermal properties of soils*. Series on rock and soil mechanics. Trans Tech Pub., Rockport, MA.
- 2045 FARQUHAR, G. D., VON CAEMMERER, S. et BERRY, J. A. (1980). A biochemical model of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ species. *Planta*, 149(1):78–90.
- 2047 FRANCEZ, A.-J. (2000). La dynamique du carbone dans les tourbières à Sphagnum, de la sphaine à l'effet de serre. *L'Année Biologique*, 39:205–270.
- 2049 FROLKING, S., TALBOT, J., JONES, M. C., TREAT, C. C., KAUFFMAN, J. B., TUITTILA, E.-S. et ROULET, N. (2011). Peatlands in the Earth's 21st century climate system. *Environ. Rev.*, 19(NA):371–396.
- 2052 GIRARD, M. C., WALTER, C., REMY, J. C., BERTHELIN, J. et MOREL, J. L. (2011). *Sols et Environnement*, (2e édn), volume 28 de *Sciences Sup.* Editions Dunod : Paris, Vottem, Belgique, 2nd édition édition.

- 2055 GOGO, S., GUIMBAUD, C., LAGGOUN-DÉFARGE, F., CATOIRE, V. et ROBERT, C.
2056 (2011). In situ quantification of CH₄ bubbling events from a peat soil using a new
2057 infrared laser spectrometer. *Journal of Soils and Sediments*, 11:545–551.
- 2058 GORHAM, E. (1991). Northern Peatlands : Role in the Carbon Cycle and Probable
2059 Responses to Climatic Warming. *Ecol. Appl.*, 1(2):182–195.
- 2060 GÖRRES, C. M., KUTZBACH, L. et ELSGAARD, L. (2014). Comparative modeling of
2061 annual CO₂ flux of temperate peat soils under permanent grassland management.
2062 *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 186:64–76.
- 2063 GRAF, A., WEIHERMÜLLER, L., HUISMAN, J. A., HERBST, M., BAUER, J. et VEREE-
2064 CKEN, H. (2008). Measurement depth effects on the apparent temperature sensitivity
2065 of soil respiration in field studies. *Biogeosciences*, 5(3):1867–1898.
- 2066 GUIMBAUD, C., CATOIRE, V., GOGO, S., ROBERT, C., CHARTIER, M., LAGGOUN-
2067 DÉFARGE, F., GROSSEL, A., ALBÉRIC, P., POMATHIOD, L., NICOUILLAUD, B. et
2068 RICHARD, G. (2011). A portable infrared laser spectrometer for flux measurements
2069 of trace gases at the geosphere-atmosphere interface. *Measurement Science & Tech-*
2070 *nology*, 22(7):1–17.
- 2071 GUNNARSSON, U. (2005). Global patterns of Sphagnum productivity. *Journal of*
2072 *Bryology*, 27(3):269–279.
- 2073 GÜNTHER, A., HUTH, V., JURASINSKI, G. et GLATZEL, S. (2014). The effect of bio-
2074 mass harvesting on greenhouse gas emissions from a rewetted temperate fen. *GCB*
2075 *Bioenergy*, pages n/a–n/a.
- 2076 HARRIS, D. C. (2010). Charles David Keeling and the Story of Atmospheric CO₂
2077 Measurements†. *Anal. Chem.*, 82(19):7865–7870.
- 2078 HILLEL, D. (2003). Soil temperature and heat flow. In *Introduction to Environmental*
2079 *Soil Physics*. Academic Press. {DOI :10.1016/B978-012348655-4/50013-7}.
- 2080 HOBBIE, S. E. (1996). Temperature and plant species control over litter decomposition
2081 in Alaskan tundra. *Ecol. Monogr.*, 66(4):503–522.
- 2082 ISE, T., DUNN, A. L., WOFSY, S. C. et MOORCROFT, P. R. (2008). High sensitivity of
2083 peat decomposition to climate change through water-table feedback. *Nat. Geosci.*,
2084 1(11):763–766.
- 2085 JACOBS, C. M. J., JACOBS, A. F. G., BOSVELD, F. C., HENDRIKS, D. M. D., HENSEN,
2086 A., KROON, P. S., MOORS, E. J., NOL, L., SCHRIER-UIJL, A. et VEENENDAAL, E. M.
2087 (2007). Variability of annual CO₂ exchange from Dutch grasslands. *Biogeosciences*,
2088 4(5):803–816.
- 2089 JOABSSON, A., CHRISTENSEN, T. R. et WALLÉN, B. (1999). Vascular plant controls
2090 on methane emissions from northern peatforming wetlands. *Trends in Ecology &*
2091 *Evolution*, 14(10):385–388.
- 2092 JONES, M. C. et YU, Z. (2010). Rapid deglacial and early Holocene expansion of
2093 peatlands in Alaska. *PNAS*, 107(16):7347–7352.

- 2094 JOOS, F., ROTH, R., FUGLESTVEDT, J. S., PETERS, G. P., ENTING, I. G., VON BLOH,
2095 W., BROVKIN, V., BURKE, E. J., EBY, M., EDWARDS, N. R., FRIEDRICH, T., FRÖ-
2096 LICHER, T. L., HALLORAN, P. R., HOLDEN, P. B., JONES, C., KLEINEN, T., MAC-
2097 KENZIE, F. T., MATSUMOTO, K., MEINSHAUSEN, M., PLATTNER, G.-K., REISIN-
2098 GER, A., SEGGSCHNEIDER, J., SHAFFER, G., STEINACHER, M., STRASSMANN, K.,
2099 TANAKA, K., TIMMERMANN, A. et WEAVER, A. J. (2013). Carbon dioxide and
2100 climate impulse response functions for the computation of greenhouse gas metrics :
2101 a multi-model analysis. *Atmos. Chem. Phys.*, 13(5):2793–2825.
- 2102 JOOSTEN, H. et CLARKE, D. (2002). *Wise use of mires and peatlands*. International
2103 mire conservation group.
- 2104 JUNE, T., EVANS, J. R. et FARQUHAR, G. D. (2004). A simple new equation for the
2105 reversible temperature dependence of photosynthetic electron transport : a study on
2106 soybean leaf. *Funct. Plant Biol.*, 31(3):275–283. WOS :000220831200008.
- 2107 JUSZCZAK, R., ACOSTA, M. et OLEJNIK, J. (2012). Comparison of daytime and night-
2108 time ecosystem respiration measured by the closed chamber technique on temperate
2109 mire in Poland. *Pol. J. Environ. Stud.*, 21(3):643–658.
- 2110 KAUFMAN, D. S., AGER, T. A., ANDERSON, N. J., ANDERSON, P. M., ANDREWS,
2111 J. T., BARTLEIN, P. J., BRUBAKER, L. B., COATS, L. L., CWYNAR, L. C., DUVALL,
2112 M. L., DYKE, A. S., EDWARDS, M. E., EISNER, W. R., GAJEWSKI, K., GEIRSDÓT-
2113 TIR, A., HU, F. S., JENNINGS, A. E., KAPLAN, M. R., KERWIN, M. W., LOZHKNIN,
2114 A. V., MACDONALD, G. M., MILLER, G. H., MOCK, C. J., OSWALD, W. W., OTTO-
2115 BLIESNER, B. L., PORINCHU, D. F., RÜHLAND, K., SMOL, J. P., STEIG, E. J. et
2116 WOLFE, B. B. (2004). Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180°W).
2117 *Quaternary Science Reviews*, 23(5–6):529–560.
- 2118 KENNEDY, G. W. et PRICE, J. S. (février 1, 2005). A conceptual model of volume-
2119 change controls on the hydrology of cutover peats. *J. Hydrol.*, 302(1–4):13–27.
- 2120 KETCHESON, S. J. et PRICE, J. S. (2014). Characterization of the fluxes and stores of
2121 water within newly formed Sphagnum moss cushions and their environment. *Ecohy-
2122 drology*, 7(2):771–782.
- 2123 KETTUNEN, A., KAITALA, V., ALM, J., SILVOLA, J., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN,
2124 P. J. (1996). Cross-correlation analysis of the dynamics of methane emissions from
2125 a boreal peatland. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 10(3):457–471.
- 2126 KIM, J. et VERMA, S. B. (1992). Soil surface CO₂ flux in a Minnesota peatland.
2127 *Biogeochemistry*, 18(1):37–51.
- 2128 LAI, D. (2009). Methane Dynamics in Northern Peatlands : A Review. *Pedosphere*,
2129 19(4):409–421.
- 2130 LAIHO, R. (août 2006). Decomposition in peatlands : Reconciling seemingly contrasting
2131 results on the impacts of lowered water levels. *Soil Biology and Biochemistry*, 38(8):
2132 2011–2024.

- 2133 LANDVA, A. O., KORPIJAAKKO, E. O. et PHEENEY, P. E. (1983). Geotechnical clas-
2134 sification of peats and organic soils. *In Testing of peats and organic soils*, volume
2135 820, pages 37–51.
- 2136 LAPPALAINEN, E. (1996). *Global peat resources*, volume 4. International Peat Society
2137 Jyskä.
- 2138 LELIEVELD, J. O. S., CRUTZEN, P. J. et DENTENER, F. J. (1998). Changing concentra-
2139 tion, lifetime and climate forcing of atmospheric methane. *Tellus B*, 50(2):128–150.
- 2140 LIMPENS, J. et BERENDSE, F. (2003). How litter quality affects mass loss and N loss
2141 from decomposing Sphagnum. *Oikos*, 103(3):537–547.
- 2142 LIMPENS, J., BERENDSE, F., BLODAU, C., CANADELL, J. G., FREEMAN, C., HOLDEN,
2143 J., ROULET, N., RYDIN, H. et SCHAEPMAN-STRUB, G. (2008). Peatlands and the
2144 carbon cycle : from local processes to global implications – a synthesis. *Biogeosciences*,
2145 5(2):1475–1491.
- 2146 LIU, W., FOX, J. E. et XU, Z. (2000). Leaf litter decomposition of canopy trees, bamboo
2147 and moss in a montane moist evergreen broad-leaved forest on Ailao Mountain,
2148 Yunnan, south-west China. *Ecol. Res.*, 15(4):435–447.
- 2149 LIVINGSTON, G. P. et HUTCHINSON, G. L. (1995). Enclosure-based measurement of
2150 trace gas exchange : applications and sources of error. *Biog. Trace Gases Meas.*
2151 *Emiss. Soil Water*, pages 14–51.
- 2152 LONG, K. D., FLANAGAN, L. B. et CAI, T. (2010). Diurnal and seasonal variation in
2153 methane emissions in a northern Canadian peatland measured by eddy covariance.
2154 *Global Change Biology*, 16(9):2420–2435.
- 2155 LUND, M., CHRISTENSEN, T. R., LINDROTH, A. et SCHUBERT, P. (2012). Effects
2156 of drought conditions on the carbon dioxide dynamics in a temperate peatland.
2157 *Environ. Res. Lett.*, 7(4):045704.
- 2158 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006a). Chapter 5 - Controlling factors. *In LUO, Y. et ZHOU,*
2159 *X., éditeurs : Soil Respiration and the Environment*, pages 79 – 105. Academic Press,
2160 Burlington.
- 2161 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006b). Chapter 8 - Methods of measurements and estimations.
2162 *In LUO, Y. et ZHOU, X., éditeurs : Soil Respiration and the Environment*, pages 161
2163 – 185. Academic Press, Burlington.
- 2164 MACDONALD, G. M., BEILMAN, D. W., KREMENETSKI, K. V., SHENG, Y., SMITH,
2165 L. C. et VELICHKO, A. A. (2006). Rapid early development of circumarctic peatlands
2166 and atmospheric CH₄ and CO₂ variations. *Science*, 314(5797):285–288.
- 2167 MAHECHA, M. D., REICHSTEIN, M., CARVALHAIS, N., LASSLOP, G., LANGE, H., SE-
2168 NEVIRATNE, S. I., VARGAS, R., AMMANN, C., ARAIN, M. A., CESCATTI, A., JANS-
2169 SENS, I. A., MIGLIAVACCA, M., MONTAGNANI, L. et RICHARDSON, A. D. (2010).
2170 Global Convergence in the Temperature Sensitivity of Respiration at Ecosystem Le-
2171 vel. *Science*, 329(5993):838–840.

- 2172 MALMER, N., SVENSSON, B. M. et WALLÉN, B. (1994). Interactions between Sphagnum
2173 mosses and field layer vascular plants in the development of peat-forming systems.
2174 *Folia geobot. phytotax.*, 29(4):483–496.
- 2175 MANNEVILLE, O. (1999). *Le monde des tourbières et des marais : France, Suisse,
2176 Belgique et Luxembourg*. Delachaux & Niestle.
- 2177 MOORE, T. R., BUBIER, J. L., FROLKING, S. E., LAFLEUR, P. M. et ROULET, N. T.
2178 (2002). Plant biomass and production and CO₂ exchange in an ombrotrophic bog.
2179 *Journal of Ecology*, 90(1):25–36.
- 2180 MUNIR, T. M., PERKINS, M., KAING, E. et STRACK, M. (février 20, 2015). Carbon
2181 dioxide flux and net primary production of a boreal treed bog : Responses to warming
2182 and water-table-lowering simulations of climate change. *Biogeosciences*, 12(4):1091–
2183 1111.
- 2184 NATIONAL WETLANDS WORKING GROUP (1997). *The Canadian wetland classifica-
2185 tion system*. University of Waterloo, Waterloo, Ontario, 2nd edition édition.
- 2186 ORLOWSKY, B. et SENEVIRATNE, S. I. (2012). Global changes in extreme events :
2187 regional and seasonal dimension. *Clim. Change*, 110(3-4):669–696.
- 2188 PARKIN, T. B. et KASPAR, T. C. (2003). Temperature Controls on Diurnal Carbon
2189 Dioxide Flux. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67(6):1763–1772.
- 2190 PAVELKA, M., ACOSTA, M., MAREK, M. V., KUTSCH, W. et JANOUS, D. (2007).
2191 Dependence of the Q₁₀ values on the depth of the soil temperature measuring point.
2192 *Plant Soil*, 292(1-2):171–179.
- 2193 PEICHL, M., ÖQUIST, M., LÖFVENIUS, M. O., ILSTEDT, U., SAGERFORS, J., GRELLE,
2194 A., LINDROTH, A. et NILSSON, M. B. (2014). A 12-year record reveals pre-growing
2195 season temperature and water table level threshold effects on the net carbon dioxide
2196 exchange in a boreal fen. *Environ. Res. Lett.*, 9(5):055006.
- 2197 PELLETIER, L., MOORE, T. R., ROULET, N. T., GARNEAU, M. et BEAULIEU-AUDY,
2198 V. (2007). Methane fluxes from three peatlands in the La Grande Rivière watershed,
2199 James Bay lowland, Canada. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).
- 2200 PHILLIPS, C. L., NICKERSON, N., RISK, D. et BOND, B. J. (2011). Interpreting diel
2201 hysteresis between soil respiration and temperature. *Global Change Biol.*, 17(1):515–
2202 527.
- 2203 POST, W. M., EMANUEL, W. R., ZINKE, P. J. et STANGENBERGER, A. G. (1982). Soil
2204 carbon pools and world life zones. *Nature*, 298:156–159.
- 2205 PRATHER, M. J., HOLMES, C. D. et HSU, J. (2012). Reactive greenhouse gas sce-
2206 narios : Systematic exploration of uncertainties and the role of atmospheric chemistry.
2207 *Geophys. Res. Lett.*, 39(9):L09803.
- 2208 PRENTICE, I. C., FARQUHAR, G. D., FASHAM, M. J. R., GOULDEN, M. L., HEIMANN,
2209 M., JARAMILLO, V. J., KHESHGI, H. S., LEQUÉRÉ, C., SCHOLES, R. J. et WALLACE,

- 2210 D. W. R. (2001). The Carbon Cycle and Atmospheric Carbon Dioxide. In HOUGHTON, J. T., DING, Y., GRIGGS, D. J., NOGUER, M., VAN DER LINDEN, P. J., DAI, X., MASKELL, K. et JOHNSON, C. A., éditeurs : *Climate Change 2001 : the Scientific Basis. Contributions of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 185–237. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- 2216 PUMPANEN, J., KOLARI, P., ILVESNIEMI, H., MINKKINEN, K., VESALA, T., NIINISTÖ, S., LOHLA, A., LARMOLA, T., MORERO, M., PIHLATIE, M., JANSSENS, I., YUSTE, J. C., GRÜNZWEIG, J. M., RETH, S., SUBKE, J.-A., SAVAGE, K., KUTSCH, W., ØSTRENG, G., ZIEGLER, W., ANTHONI, P., LINDROTH, A. et HARI, P. (2004). Comparison of different chamber techniques for measuring soil CO₂ efflux. *Agric. For. Meteorol.*, 123(3–4):159–176.
- 2222 RAICH, J. W. et SCHLESINGER, W. H. (1992). The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus B*, 44(2):81–99.
- 2224 RAMEAU, J.-C., MANSION, D. et DUMÉ, G. (2008). *Flore forestière française : Plaines et collines*. Forêt privée française.
- 2226 RAMSAR, C. (1987). *Convention relative aux zones humides d'importance internationale particulièrement comme habitats des oiseaux d'eau, (Ramsar, Iran, 1971) telle qu'amendée en 1982 et 1987*.
- 2229 ROBERT, C. (2007). Simple, stable, and compact multiple-reflection optical cell for very long optical paths. *Appl. Opt.*, 46(22):5408.
- 2231 ROBERT, M. et SAUGIER, B. (2003). Contribution des écosystèmes continentaux à la séquestration du carbone. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(6–7):577–595.
- 2233 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013a). Peatland habitats. In *The biology of Peatlands*, pages 85–107. Oxford University Press.
- 2235 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013b). Productivity and peat accumulation. In *The biology of Peatlands*, pages 254–273. Oxford University Press.
- 2237 SIEGENTHALER, U. et OESCHGER, H. (février 4, 1987). Biospheric CO₂ emissions during the past 200 years reconstructed by deconvolution of ice core data. *Tellus B*, 39B(1-2):140–154.
- 2240 SILVOLA, J., ALM, J., AHLHOLM, U., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1996). The contribution of plant roots to CO₂ fluxes from organic soils. *Biol Fertil Soils*, 23(2):126–131.
- 2243 SMITH, L. C., MACDONALD, G. M., VELICHKO, A. A., BEILMAN, D. W., BORISOVA, O. K., FREY, K. E., KREMENETSKI, K. V. et SHENG, Y. (2004). Siberian Peatlands a Net Carbon Sink and Global Methane Source Since the Early Holocene. *Science*, 303(5656):353–356.
- 2247 SONNENTAG, O., VAN DER KAMP, G., BARR, A. G. et CHEN, J. M. (2010). On the relationship between water table depth and water vapor and carbon dioxide fluxes in a minerotrophic fen. *Glob. Change Biol.*, 16(6):1762–1776.

- 2250 STRACK, M. (2008). *Peatlands and climate change*. IPS, International Peat Society,
2251 Jyväskylä, Finland.
- 2252 STRACK, M., WALLER, M. F. et WADDINGTON, J. M. (2006). Sedge succession and
2253 peatland methane dynamics : A potential feedback to climate change. *Ecosystems*,
2254 9(2):278–287.
- 2255 STRACK, M. et ZUBACK, Y. C. A. (2013). Annual carbon balance of a peatland 10 yr
2256 following restoration. *Biogeosciences*, 10(5):2885–2896.
- 2257 SVENSSON, B. M. (1995). Competition between Sphagnum fuscum and Drosera rotun-
2258 difolia : A Case of Ecosystem Engineering. *Oikos*, 74(2):205–212.
- 2259 TREAT, C. C., BUBIER, J. L., VARNER, R. K. et CRILL, P. M. (2007). Timescale
2260 dependence of environmental and plant-mediated controls on CH₄ flux in a temperate
2261 fen. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).
- 2262 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2012). Methane fluxes from a
2263 patterned fen of the northeastern part of the La Grande river watershed, James Bay,
2264 Canada. *Biogeochemistry*, 113(1-3):409–422.
- 2265 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2014). Interannual variability in
2266 the CO₂ balance of a boreal patterned fen, James Bay, Canada. *Biogeochemistry*,
2267 118(1-3):371–387.
- 2268 TURETSKY, M. R., TREAT, C. C., WALDROP, M. P., WADDINGTON, J. M., HAR-
2269 DEN, J. W. et MCGUIRE, A. D. (2008). Short-term response of methane fluxes and
2270 methanogen activity to water table and soil warming manipulations in an Alaskan
2271 peatland. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 113(G3).
- 2272 TURUNEN, J., TOMPOPO, E., TOLONEN, K. et REINIKAINEN, A. (2002). Estimating
2273 carbon accumulation rates of undrained mires in Finland—application to boreal and
2274 subarctic regions. *The Holocene*, 12(1):69–80.
- 2275 UPDEGRAFF, K., BRIDGHAM, S. D., PASTOR, J., WEISHAMPEL, P. et HARTH, C.
2276 (2001). Response of CO₂ and CH₄ emissions from peatlands to warming and water
2277 table manipulation. *Ecol. Appl.*, 11(2):311–326.
- 2278 VARGAS, R., BALDOCCHI, D. D., ALLEN, M. F., BAHN, M., BLACK, T. A., COLLINS,
2279 S. L., YUSTE, J. C., HIRANO, T., JASSAL, R. S., PUMPANEN, J. et TANG, J. (2010).
2280 Looking deeper into the soil : biophysical controls and seasonal lags of soil CO₂
2281 production and efflux. *Ecol. Appl.*, 20(6):1569–1582.
- 2282 VARGAS, R., CARBONE, M. S., REICHSTEIN, M. et BALDOCCHI, D. D. (2011). Frontiers
2283 and challenges in soil respiration research : from measurements to model-data
2284 integration. *Biogeochemistry*, 102(1-3):1–13.
- 2285 VIEL, E., BINET, S., GOGO, S. et LAGGOUN-DÉFARGE, F. (2015). Tree invasion
2286 controls the drainage pattern in La Guette peatland (France) : impact on the water
2287 storage capacity of the peat. *Journal of Hydrology (submitted)*.
- 2288 WADDINGTON, J. M. et ROULET, N. T. (2000). Carbon balance of a boreal patterned
2289 peatland. *Global Change Biology*, 6(1):87–97.

- 2290 WELTZIN, J. F., PASTOR, J., HARTH, C., BRIDGHAM, S. D., UPDEGRAFF, K. et CHA-
2291 PIN, C. T. (2000). Response of bog and fen plant communities to warming and
2292 water-table manipulations. *Ecology*, 81(12):3464–3478.
- 2293 WHALEN, S. (2005). Biogeochemistry of Methane Exchange between Natural Wetlands
2294 and the Atmosphere. *Environmental Engineering Science*, 22(1):73–94.
- 2295 WORRALL, F., BURT, T., ROWSON, J., WARBURTON, J. et ADAMSON, J. (2009).
2296 The multi-annual carbon budget of a peat-covered catchment. *Science of The Total
2297 Environment*, 407(13):4084–4094.
- 2298 WUEBBLES, D. J. et HAYHOE, K. (2002). Atmospheric methane and global change.
2299 *Earth-Sci. Rev.*, 57(3):177–210.
- 2300 YU, Z., BEILMAN, D. W. et JONES, M. C. (2009). Sensitivity of northern peatland car-
2301 bon dynamics to Holocene climate change. In *Carbon cycling in northern peatlands*,
2302 volume 184, pages 55–69. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Se-
2303 ries Washington, DC.
- 2304 YU, Z., LOISEL, J., BROSSEAU, D. P., BEILMAN, D. W. et HUNT, S. J. (2010). Global
2305 peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophys. Res. Lett.*, 37(13).
- 2306 ZHU, X., SONG, C., SWARZENSKI, C. M., GUO, Y., ZHANG, X. et WANG, J. (février
2307 2015). Ecosystem-atmosphere exchange of CO₂ in a temperate herbaceous peatland
2308 in the Sanjiang plain of northeast China. *Ecol. Eng.*, 75:16–23.

Index

2309	A	
2310	atterrissement	11
2311	C	
2312	carbone	
2313	stock	12
2314	changements globaux	2, 14
2315	E	
2316	échange net de l'écosystème	
2317	contrôle	21
2318	P	
2319	paludification	11
2320	photosynthèse	17
2321	production primaire brute	
2322	contrôle	21
2323	R	
2324	respiration	18
2325	de l'écosystème	18
2326	contrôle	20
2327	du sol	18
2328	S	
2329	services écologiques	3
2330	T	
2331	tourbières	8–16
2332	distribution	11
2333	formation	11
2334	surface	10
2335	utilisation	14
2336	turbification	10
2337	Z	
2338	zone humide	8

²³³⁹ Annexes

₂₃₄₀ A Photos supplémentaires



(a) droséra

FIGURE 7 – Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure.

₂₃₄₁ B protocole végétation

₂₃₄₂ Le suivi non-destructif d'une végétation n'est pas triviale et nécessite la mise en
₂₃₄₃ place de protocoles particuliers en fonction du type de végétation. L'objectif est de
₂₃₄₄ pouvoir estimer une biomasse produite en impactant au minimum la végétation en
₂₃₄₅ place. Pour l'ensemble des espèces végétales présentes dans les embases servant à la
₂₃₄₆ mesure des flux un recouvrement à été estimé, à l'œil.

₂₃₄₇ **La strate arbustive**

₂₃₄₈ Pour la strate arbustive des mesures de hauteur moyenne ont été effectuées, en
₂₃₄₉ mesurant depuis le niveau du sol, ou le toit des sphaignes, si elles étaient présentes,
₂₃₅₀ jusqu'au sommet de l'individu.

₂₃₅₁ **La strate herbacée**

₂₃₅₂ Pour la strate herbacée, en 2013, 5 individus des deux espèces majoritaires (*Eriophorum vaginatum* ? *augustifolium* ?, *Molinia Caerulea*) ont été marqués afin de pourvoir
₂₃₅₃ les mesurer plusieurs fois au cours de la saison. Cependant les difficultés à retrouver
₂₃₅₄ les individus marqués couplés à la mort d'un nombre important d'entre eux n'ont pas
₂₃₅₅ permis d'acquérir de résultats significatifs. En conséquence en 2014 ces deux espèces
₂₃₅₆ ont fait l'objet de comptage exhaustif et de mesure de hauteur moyenne.

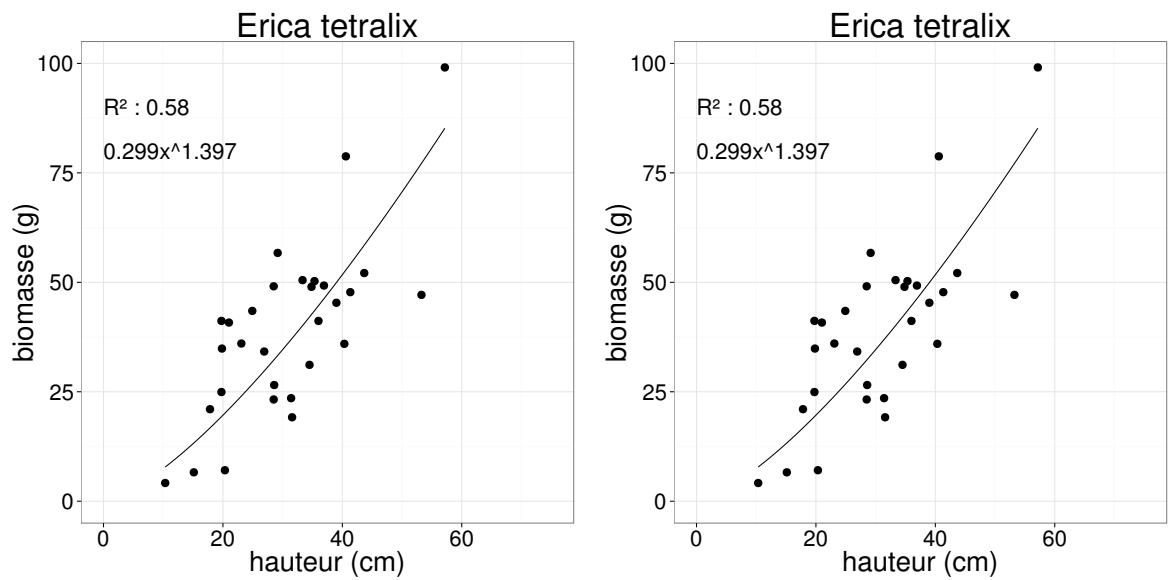


FIGURE 8 – Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur

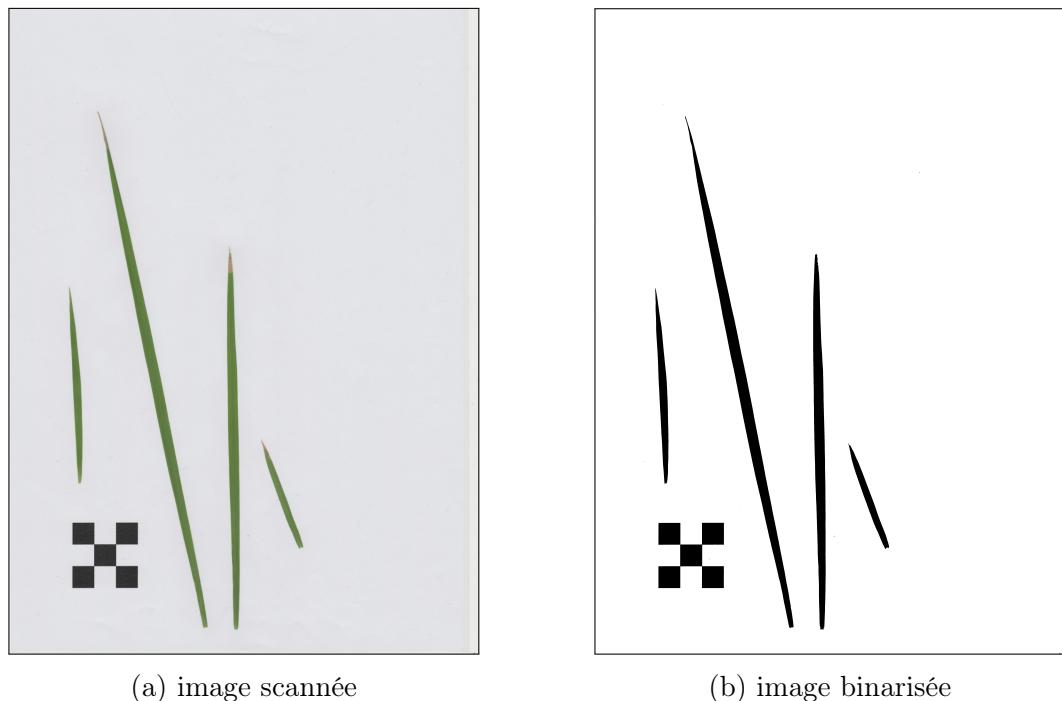


FIGURE 9 – Scanne des feuilles

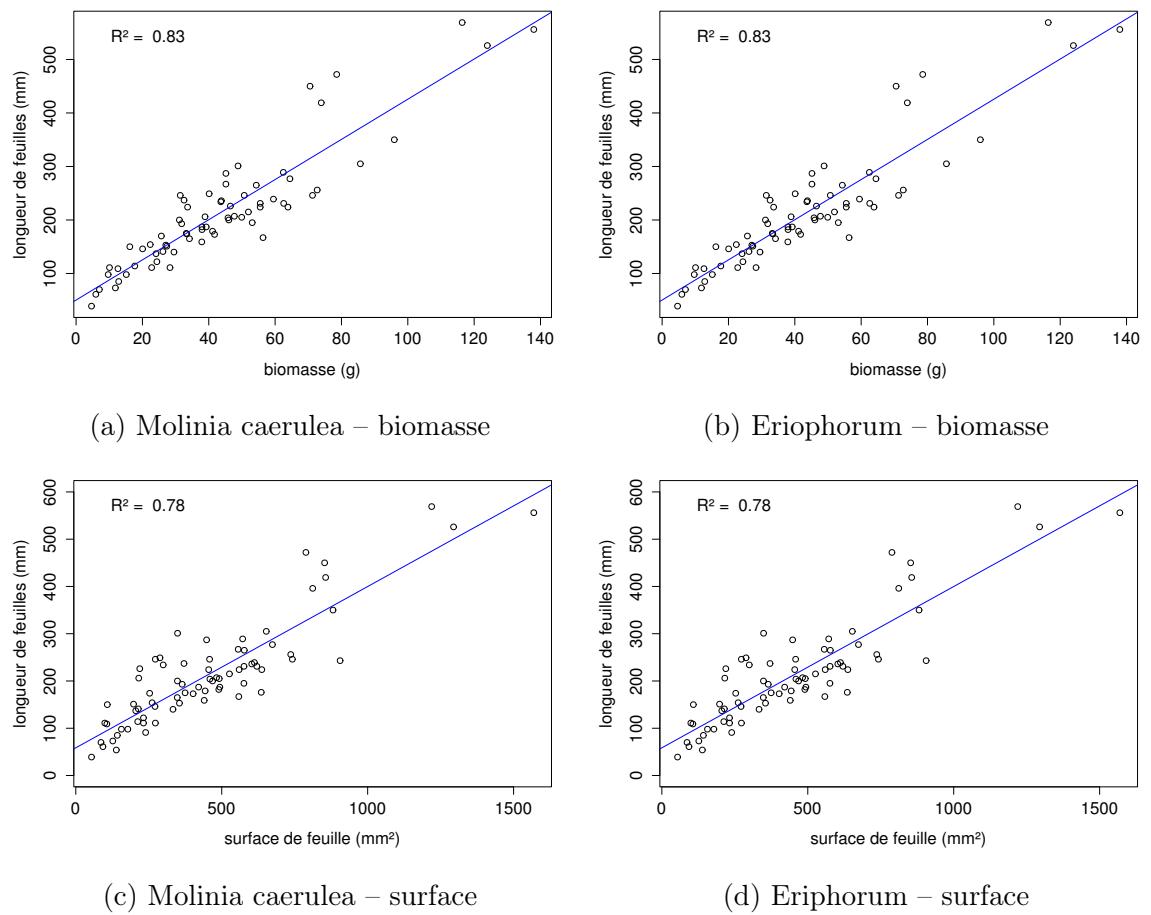


FIGURE 10 – Calibration de la biomasse herbacées pour *Molinia Caerulea* (a), pour *Eriophorum* (b) et de la surface de feuille pour *Molinia Caerulea* (c), pour *Eriophorum* (d) en fonction de la hauteur

₂₃₅₈ C CARBIODIV

₂₃₅₉ D package m70r

[Prénom NOM]
[Titre de la thèse (en français)]

Résumé : (1700 caractères max.)

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Proin volutpat ipsum id purus ultrices lobortis. Maecenas ornare enim quis eros. Nunc eget mauris ut quam malesuada mattis. Vestibulum ante ipsum primis in faucibus orci luctus et ultrices posuere cubilia Curae ; Integer vel tellus. Nam rutrum, purus non sodales rhoncus, quam magna imperdiet eros, sit amet euismod justo metus at orci. Suspendisse neque turpis, feugiat interdum, faucibus vel, aliquet quis, risus. Etiam est elit, eleifend a, consequat sit amet, scelerisque nec, odio. Quisque id odio quis libero iaculis tincidunt. Sed non mi. Morbi aliquam commodo nibh. Integer justo purus, pulvinar a, suscipit vel, iaculis a, justo. Morbi ut orci. Maecenas fringilla orci. Phasellus auctor, enim vitae tempus egestas, justo mi cursus sem, vel blandit leo turpis vitae quam. Etiam sit amet felis vitae eros ornare porttitor.

Curabitur felis velit, aliquam at, aliquet in, iaculis vitae, velit. Nunc lobortis magna id ligula. Vestibulum ante ipsum primis in faucibus orci luctus et ultrices posuere cubilia Curae ; Integer congue ultrices mi. Isdem diebus Apollinaris Domitianus gener, paulo ante agens palatii Caesaris curam, ad Mesopotamiam missus a socero per militares numeros immode dicte scrutabatur, an quaedam altiora meditantis iam Galli secreta suscepit scripta, qui conpertis Antiochiae gestis per minorem Armeniam lapsus Constantinopolim petit.

Mots clés : mot 1, mot 2, ...

[Titre de la thèse (en anglais)]

Résumé : (1700 caractères max.)

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Proin volutpat ipsum id purus ultrices lobortis. Maecenas ornare enim quis eros. Nunc eget mauris ut quam malesuada mattis. Vestibulum ante ipsum primis in faucibus orci luctus et ultrices posuere cubilia Curae ; Integer vel tellus. Nam rutrum, purus non sodales rhoncus, quam magna imperdiet eros, sit amet euismod justo metus at orci. Suspendisse neque turpis, feugiat interdum, faucibus vel, aliquet quis, risus. Etiam est elit, eleifend a, consequat sit amet, scelerisque nec, odio. Quisque id odio quis libero iaculis tincidunt. Sed non mi. Morbi aliquam commodo nibh. Integer justo purus, pulvinar a, suscipit vel, iaculis a, justo. Morbi ut orci. Maecenas fringilla orci. Phasellus auctor, enim vitae tempus egestas, justo mi cursus sem, vel blandit leo turpis vitae quam. Etiam sit amet felis vitae eros ornare porttitor.

Curabitur felis velit, aliquam at, aliquet in, iaculis vitae, velit. Nunc lobortis magna id ligula. Vestibulum ante ipsum primis in faucibus orci luctus et ultrices posuere cubilia Curae ; Integer congue ultrices mi. Isdem diebus Apollinaris Domitianus gener, paulo ante agens palatii Caesaris curam, ad Mesopotamiam missus a socero per militares numeros immode dicte scrutabatur, an quaedam altiora meditantis iam Galli secreta suscepit scripta, qui conpertis Antiochiae gestis per minorem Armeniam lapsus Constantinopolim petit.

Mots clés : mot 1, mot 2, ...