

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 :

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	25
1.2.4 Bilans de C à l'échelle de l'écosystème	33
1.2.5 Méthodologies, mesures et estimation des flux	35
1.3 Objectifs du travail	37
2 Sites d'études et méthodologies employées	39
2.1 Présentation de la tourbière de La Guette	40
2.2 Autres sites du service national d'observation	45
2.3 Mesures de flux de gaz	46
2.3.1 Les mesures de CO ₂	46
2.3.2 Les mesures de CH ₄	48
2.3.3 Le calcul des flux	50
2.4 Facteurs contrôlants	50
2.4.1 acquisitions automatisées	50
3 Bilan de C de la tourbière de La Guette	53
3.1 Introduction	54
3.2 Procédure expérimentale et analytique	55
3.2.1 Méthodes de mesures	55
3.2.2 Modélisation du bilan de C	57
3.3 Résultats	62
3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tourbière de La Guette	62
3.3.2 Sélection des modèles	67

3.3.3	Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle de l'écosystème	75
3.3.4	Variabilité spatiale du bilan	82
3.4	Discussion	84
3.4.1	Estimations des flux	84
3.4.2	Estimations des bilans	87
3.4.3	Sensibilité et limitations du bilan	87
3.4.4	Représentativité locale du modèle	88
3.4.5	Variation du bilan avec la végétation	88
3.4.6	perspectives	89
4	Effets de l'hydrologie sur les flux de GES	91
4.1	Introduction	92
4.2	Procédure expérimentale	93
4.2.1	Expérimentation A	94
4.2.2	Expérimentation B	94
4.2.3	traitement	95
4.3	Résultats	96
4.3.1	Expérimentation A	96
4.3.2	Expérimentation B	99
4.3.3	tendances générales	102
4.4	Discussion	102
4.4.1	Comparaison aux mesures <i>in-situ</i>	102
4.4.2	Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz	104
4.4.3	Effet cycles multiples	105
5	Variation journalière de la respiration de l'écosystème (article)	107
5.1	Introduction	109
5.1.1	Study sites	111
5.1.2	Data acquisition	111
5.1.3	Data synchronisation	112
5.1.4	Sensitivity of ER to temperature	112
5.1.5	Testing difference between daytime and nighttime ER sensitivity to temperature	113
5.1.6	Physico-chemical characterisation of the peat	113
5.2	Résultats	114
5.2.1	Température de l'air et variabilité de RE	114
5.2.2	Synchronisation RE et température du sol	115
5.2.3	Équations utilisées	116
5.2.4	Relation entre RE et la température	117
5.2.5	Évolution du Q10	118
5.2.6	Différence entre mesures de jour et de nuit	120
5.2.7	Caractérisation de la tourbe	120
5.3	Discussion	120
5.3.1	Différence de RE entre les différents sites	120
5.3.2	Temps de latence entre température et RE	124
5.3.3	La synchronisation entre RE et la température améliore la représentation de la sensibilité de RE à la température	125

5.3.4	Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit	126
5.3.5	La sensibilité du Q10 à la profondeur de la température et à la synchronisation	126
5.4	Conclusions	127
Conclusions et perspectives		129
5.5	Bilan du bilan (de C) ?	130
5.6	L'hydrologie	130
5.6.1	Résilience de la tourbe par rapport aux 2 années sèches qui précèdent le BdC	131
5.7	Ouverture vers d'autre méthodes de mesures	131
5.8	perspectives	132
Références bibliographiques		143
Index		144
Annexes		145
A	Photos supplémentaires	146
B	protocole végétation	146
C	CARBODIV	149
D	package m70r	149

Liste des figures

1.1	Micro-topographie dans les tourbières. Modifié d'après Rydin et Jeglum (2013b)	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	todo, modifié d'après Long et Hällgren (1993)	26
1.9	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)	28
2.1	Site d'études SNOT	40
2.2	Carte de la tourbière de La Guette	42
2.3	Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure.	43
2.4	Évolution du niveau de la pluviométrie, en mm, des années 2011 à 2014	44
2.5	Évolution du niveau de la nappe, en cm par rapport à la surface, des années 2011 à 2014	44
2.6	Évolution de la température de l'air (en °C) des années 2011 à 2014	45
2.7	Mesures de CO ₂	47
2.8	SPIRIT	49
3.1	Répartition des 20 placettes de mesures suivant un échantillonnage aléatoire stratifié.	55
3.2	Cas idéaux de distribution des résidus (source ?)	60

3.3	Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinales, herbacées et arbustives)	61
3.4	Évolution du niveau de la nappe moyen des 20 embases mesuré pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	62
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	63
3.6	Évolution de la conductivité pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	63
3.7	Évolution du pH pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	64
3.8	Évolution de la concentration en carbone organique dissous dans l'eau du sol pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	64
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.	65
3.10	Évolution des flux de méthane moyen (N?) pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	67
3.11	Relations entre les flux de gaz et une sélection de facteurs contrôlant	68
3.12	PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.1	69
3.13	PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.3	71
3.14	RE modèles avec Tair	73
3.15	RE modèles avec Tair	74
3.16	CH ₄ modèle H	74
3.17	Flux de CO ₂ interpolé à partir de PPB-1 et PPB-2	77
3.18	Flux de CO ₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3	78
3.19	Flux de CO ₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3	78
3.20	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres des modèles RE-1 et RE-3	81
3.21	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2	82
3.22	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2	83
4.1	Prélèvement des mésocosmes	95
4.2	Schéma d'un mésocosme	96
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.	97
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.	100
4.5	Relations entre les flux de GES et le niveau de la nappe	103
5.1	Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).	115

5.2	Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT)	116
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.	119
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).	121
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).	122
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	131
7	Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure.	146
8	Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur	147
9	Scanne des feuilles	147
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	148

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 $\text{gC m}^{-2} \text{s}^{-1}$	34
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.	76
3.2	Bilan des flux en gCm2an1	79
3.3	Bilan des flux en gCm2an1	79
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.	80
3.5	Bilan des flux de CO ₂ en gCm2an1, en utilisant PPB-2 et RE-3	83
4.1	Récapitulatif des mesures pour les deux expérimentations	95
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).	117
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}	123

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 journalières et saisonnières 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 étaient inférieures à 320 ppm (partie par millions) elles ont
¹⁴ dépassé, au printemps 2014, la barre symbolique des 400 ppm selon un communiqué de
¹⁵ l'Organisation Météorologique Mondiale. Les concentrations pré-industrielles (avant
¹⁶ 1800) sont quant à elles généralement estimées 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 liées 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 importants, 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 Les sols stockent entre 1500 et 2000 GtC et parmi eux, les tourbières, zones humides
39 longtemps considérée néfastes et impropre, ont été drainées et exploitées. Pourtant,
40 parmi les nombreux services écologiques qu'elles donnent (épuration du sol, régulation
41 des flux hydriques, biodiversité), elles constituent un stock de carbone relativement
42 important au regard de la surface qu'elles occupent. Ainsi il est généralement admis que
43 les tourbières contiennent un quart à un tiers du carbone présent Chiffres (**surfaces...**)
44 dans l'ensemble des terres émergées tandis qu'elle ne constituent que 3 % des surfaces
45 continentales (**Réf needed**). Ce ratio relativement important, correspond à un stock
46 d'environ 455 Gt Gorham (1991); Turunen *et al.* (2002). Il est à mettre perspective
47 avec les autres stock du cycle du carbone. On observe que ce stock est du même ordre
48 de grandeur que celui de la végétation

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

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

54 Transition modèles

55 En octobre 2013 le GIEC a publié le rapport du groupe de travail I qui travaille sur
56 les aspects scientifiques physiques du système et du changement climatique. S'il note
57 que les connaissances ont avancé, il note également que de nombreux processus ayant

58 trait à la décomposition du carbone sont toujours absents des modèles notamment en
59 ce qui concerne le carbone des zones humides boréales et tropicales et des tourbières.
60 (Réf needed)

61 Objectif de la thèse et approche mise en oeuvre

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

70 Pour atteindre ces objectifs, nos travaux ont été articulés autour de trois axes
71 principaux : Dans un premier temps, l'**observation** régulière des flux de gaz (CO_2
72 et CH_4) ainsi que d'un certain nombre de paramètres environnementaux servant à la
73 caractérisation des variabilités spatiales et temporelles, ainsi qu'à l'étude des facteurs
74 contrôlant. Certains facteurs contrôlant qui sont, dans un second temps, étudiés plus
75 spécifiquement à travers un volet **expérimentation**. Ce dernier doit permettre une
76 meilleure compréhension des processus clés avec notamment l'impact de l'hydrologie.
77 Enfin un troisième volet axé sur la **modélisation**, avec le développement d'un modèle
78 le plus mécaniste possible.

79 Cette thèse est structurée de la façon suivante :

80 — Le premier chapitre pose le contexte dans lequel s'inscrit ce travail. Cette syn-
81 thèse bibliographique se découpe en trois parties, la première relativement gé-
82 nérale définit les terminologies et les concepts principaux employés par la suite.
83 La seconde précise l'état des connaissances sur les tourbières vis à vis des flux

- 84 de carbone. Enfin la troisième partie replaces ce travail au sein du contexte
85 précédemment établi.
- 86 — Le deuxième chapitre quant à lui décrit d'abord les sites d'études puis les mé-
87 thodes et matériels employés lors des différentes expérimentations.
- 88 — Le troisième chapitre présent l'estimation du bilan de carbone de la tourbière
89 de La Guette, sa variabilité temporelle et spatiale.
- 90 — Le quatrième chapitre décrit l'effet de cycle de dessication/ré-humectation sur
91 les flux de GES de mésocosmes prélevés sur le terrain.
- 92 — Le cinquième chapitre
- 93 — Enfin la dernière partie du document se veut une synthèse des travaux réalisés, de
94 leur résultats, suivie d'une ouverture vers les perspectives que ce travail apporte.

⁹⁵ 1 Synthèse Bibliographique

⁹⁶

⁹⁷	1.1 Les tourbières et le cycle du carbone	8
⁹⁸	1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies	8
⁹⁹	1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales	14
¹⁰⁰	1.1.3 Les tourbières et les changements globaux	16
¹⁰¹	1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants	20
¹⁰²	1.2.1 GES et Tourbières	20
¹⁰³	1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières	21
¹⁰⁴	1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux	25
¹⁰⁵	1.2.4 Bilans de C à l'échelle de l'écosystème	33
¹⁰⁶	1.2.5 Méthodologies, mesures et estimation des flux	35
¹⁰⁷	1.3 Objectifs du travail	37
¹⁰⁸		
¹⁰⁹		
¹¹⁰		

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

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

117 1.1 Les tourbières et le cycle du carbone

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

120 1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies

121 Définitions

122 Les tourbières font partie d'un ensemble d'écosystèmes plus large que l'on appelle les
123 zones humides. Ces zones humides ne sont ni des écosystèmes terrestres au sens strict,
124 ni des écosystèmes aquatiques. Elles sont à la frontière entre ces deux mondes et sont
125 caractérisées par un niveau de nappe élevé, proche de la surface du sol, voire au dessus.
126 Cette omniprésence de l'eau joue fortement sur l'aération du milieu et constraint, de
127 façon plus ou moins importante, l'accès à l'oxygène. Les zones humides ont été définie
128 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

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

TOURBE :

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

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

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

MATIÈRES ORGANIQUES :

163 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.

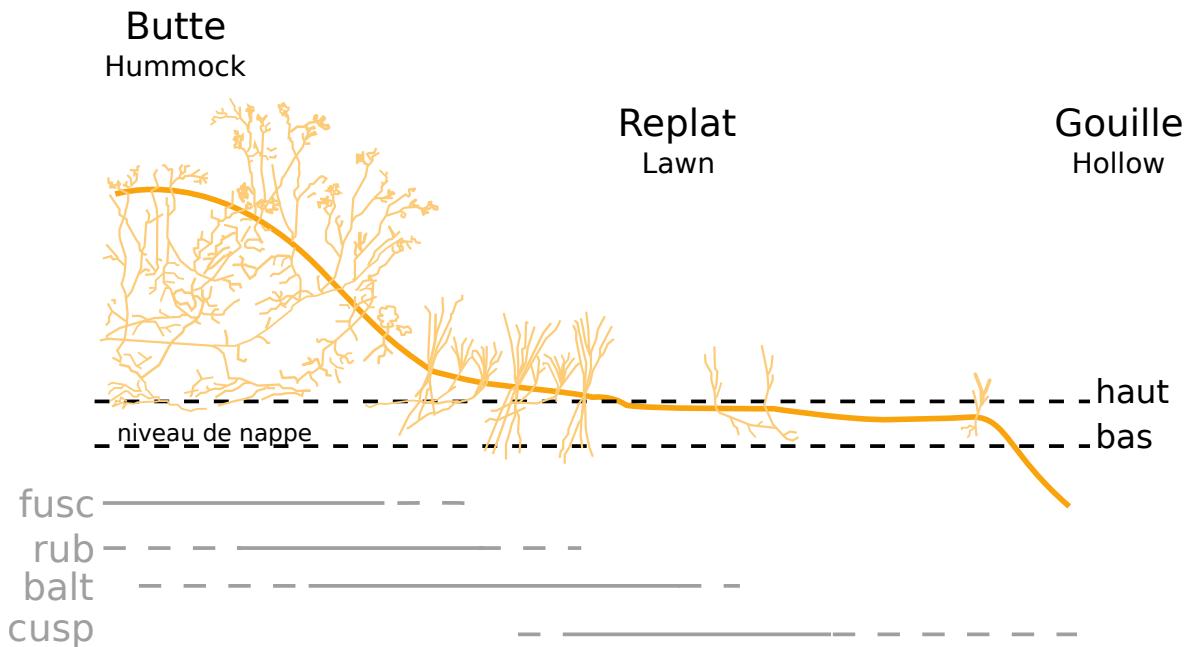


FIGURE 1.1 – Micro-topographie dans les tourbières. Modifié d’après Rydin et Jeglum (2013b)

¹⁶⁴ Distribution des tourbières à l'échelle mondiale

¹⁶⁵ Ces variations de définitions ajoutées aux limites floues qui peuvent exister entre
¹⁶⁶ certain écosystèmes tourbeux et non-tourbeux rendent la cartographie de ces écosys-
¹⁶⁷ tèmes délicate. Les estimations généralement citées évaluent la surface occupée par
¹⁶⁸ les tourbières à environ 4 000 000 km² (Lappalainen, 1996). Cette surface correspond
¹⁶⁹ à 2 à 3 % de l’ensemble des terres émergées du globe. Plus de 85 % d’entre elles sont
¹⁷⁰ situés dans l’hémisphère nord, majoritairement dans les zones boréales et sub-boréales
¹⁷¹ (Strack, 2008) (Figure 1.2). Ce sont sur ces écosystèmes que sera focalisé ce travail, lais-
¹⁷² sant de côté les tourbières tropicales dont le fonctionnement est distinct et spécifique
¹⁷³ (**Réf needed**).

¹⁷⁴ La formation des tourbières

¹⁷⁵ L’atterrissement et la paludification sont les deux processus principaux permet-
¹⁷⁶ 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

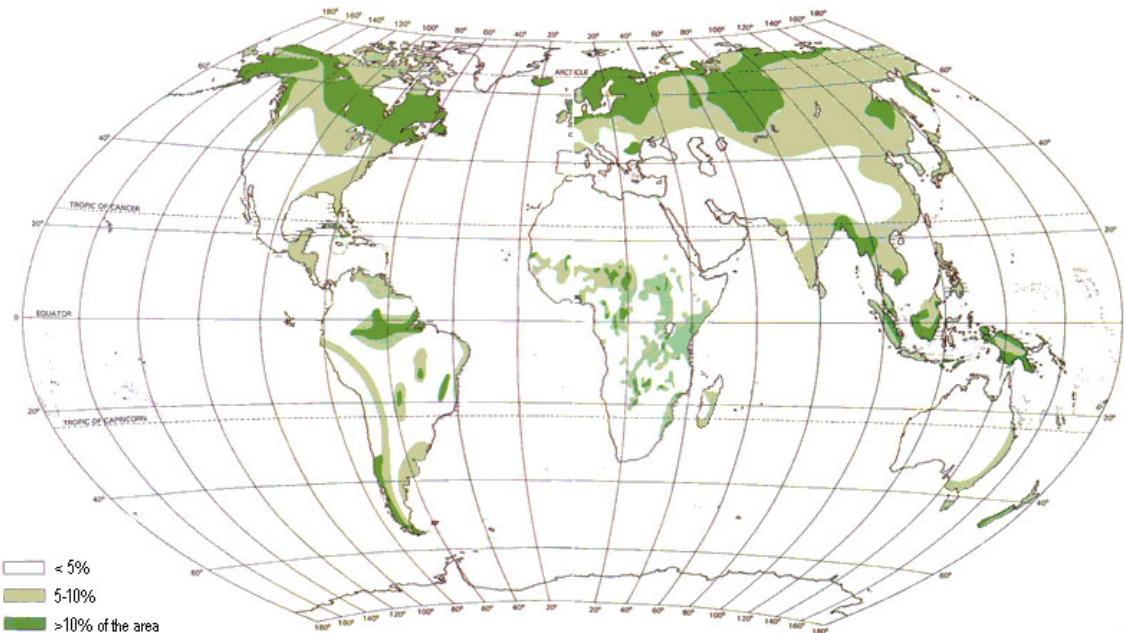


FIGURE 1.2 – Global distribution of peatlands

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

181 Classifications

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

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

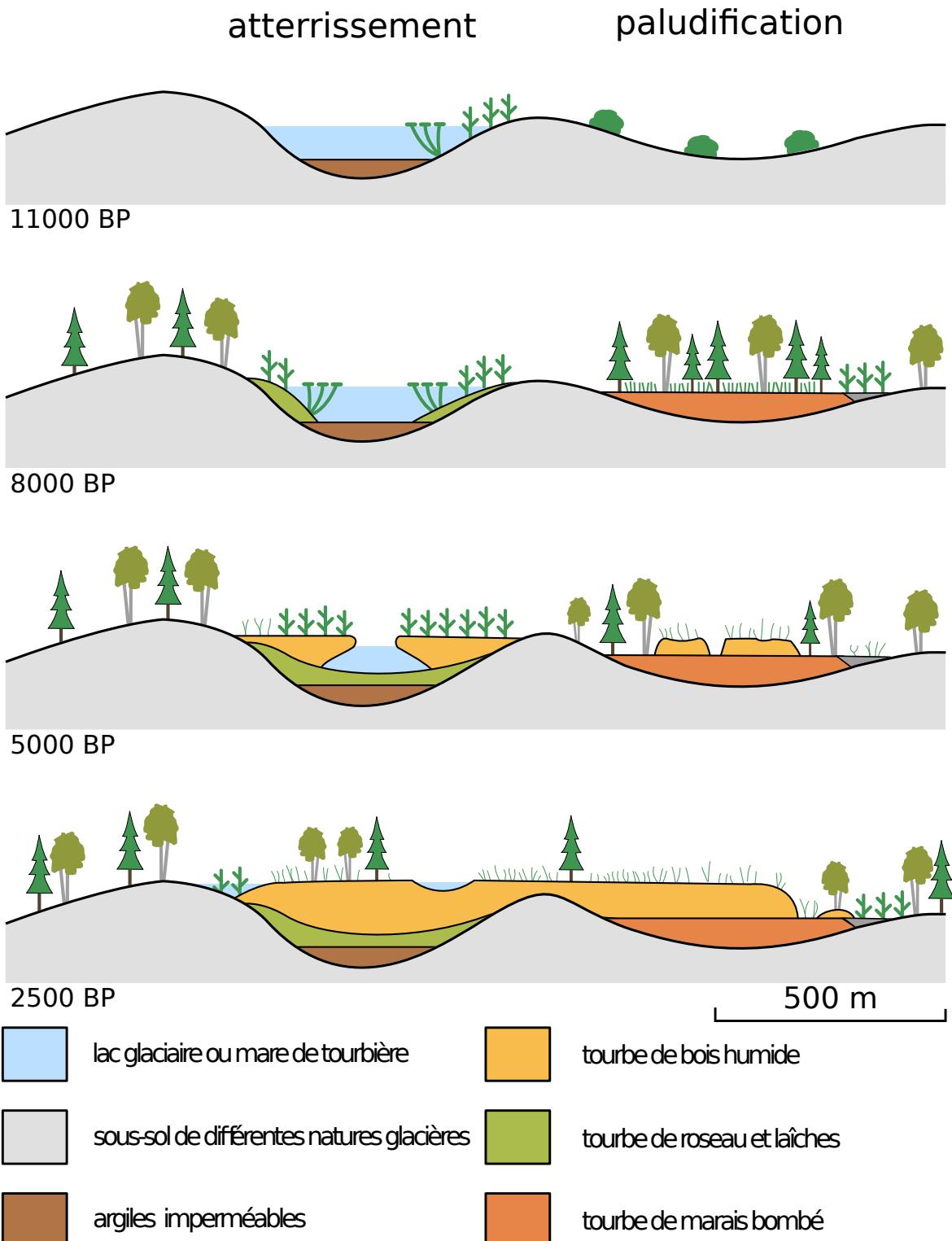


FIGURE 1.3 – Processus de formation des tourbières, à gauche l'atterrissement et à droite la paludification. modifié d'après [Manneville \(1999\)](#)

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

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

199 1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales

200 Biodiversité dans les tourbières

201 Les tourbières sont le siège d'une biodiversité importante et spécifique. Ainsi les
202 Sphaignes, qui sont des bryophytes, (des mousses) sont caractéristiques des écosystèmes
203 tourbeux. Ce sont des espèces dites ingénierues, capables de modifier l'environnement
204 dans lequel elles vivent afin de l'adapter à leurs besoins. Les sphaignes sont ainsi capable
205 d'abaisser le pH, de capter des nutriments et de les séquestrer et ce même quand
206 elles n'en ont pas besoin afin d'empêcher d'autres espèces notamment vasculaire d'en
207 profiter. Plus précisément, le fait que les sphaignes captent les nutriments via leur
208 capitulum leur permet de les intercepter avant qu'ils ne soient captés par d'éventuelles
209 racines positionnées plus bas ([Malmer *et al.*, 1994](#); [Svensson, 1995](#)). Les sphaignes,
210 comme de nombreuse mousses ont des litières relativement récalcitrantes⁴ ([Hobbie,](#)
211 [1996](#); [Liu *et al.*, 2000](#)). La vitesse de décomposition relative entre les différentes espèces
212 de sphaignes est mal connue ([Cornelissen *et al.*, 2007](#)). Des différences ont été observées
213 entre espèces pour les parties jeunes de la plante, mais la différence est moindre pour
214 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	

²¹⁵ **Qualité des eaux**

²¹⁶ **Puits de carbone**

²¹⁷ Par définition les tourbières stockent ou ont stocké du carbone. C'est cette fonction
²¹⁸ de puits de carbone qui rend l'importance de ces écosystèmes non négligeable malgré
²¹⁹ la faible surface qu'ils représentent. Les estimations du stock de carbone présent dans
²²⁰ les tourbières tempérées/boréales sont comprises entre 270 et 455 Gt C (Gorham, 1991;
²²¹ Turunen *et al.*, 2002). Les différences entre les estimations sont liées aux incertitudes
²²² de cartographie citées précédemment auxquelles s'ajoutent des incertitudes concernant
²²³ l'épaisseur et la densité moyenne de la tourbe. Le carbone stocké dans les tourbières
²²⁴ représente 10 à 25 % du carbone présent dans les sols et entre 30 et 60 % du stock de
²²⁵ carbone atmosphérique.

²²⁶ Ce stock est un héritage datant des 10 derniers milliers d'années, l'holocène, période
²²⁷ pendant laquelle se sont formés la majorité des tourbières (**Réf needed**) (Yu *et al.*,
²²⁸ 2010). Le fonctionnement naturel de ces écosystèmes permet le stockage du C. C'est un
²²⁹ des services écologiques que rendent les tourbières et que l'on appelle la fonction puits
²³⁰ de carbone. Cette fonction est liée au niveau élevé de la nappe d'eau, qui rend l'accès à
²³¹ l'oxygène est plus difficile diminuant d'autant l'activité aérobie, dont la respiration des
²³² micro-organismes et des plantes. Cela se traduit par une dégradation relativement faible
²³³ des matières organiques. Elle est également liée à la production de litière récalcitrante
²³⁴ par les bryophytes.

²³⁵ En comparaison avec un sol forestier, l'accumulation de matières organiques n'est
²³⁶ donc pas lié à une production primaire plus forte, mais bien à une dégradation des

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

237 matières produites plus faible.

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

241 **1.1.3 Les tourbières et les changements globaux**

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

246 **Contrainte anthropique**

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

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

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

263 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

²⁶⁴ humaines.

²⁶⁵ Contrainte climatique

²⁶⁶ 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.

²⁸² 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,

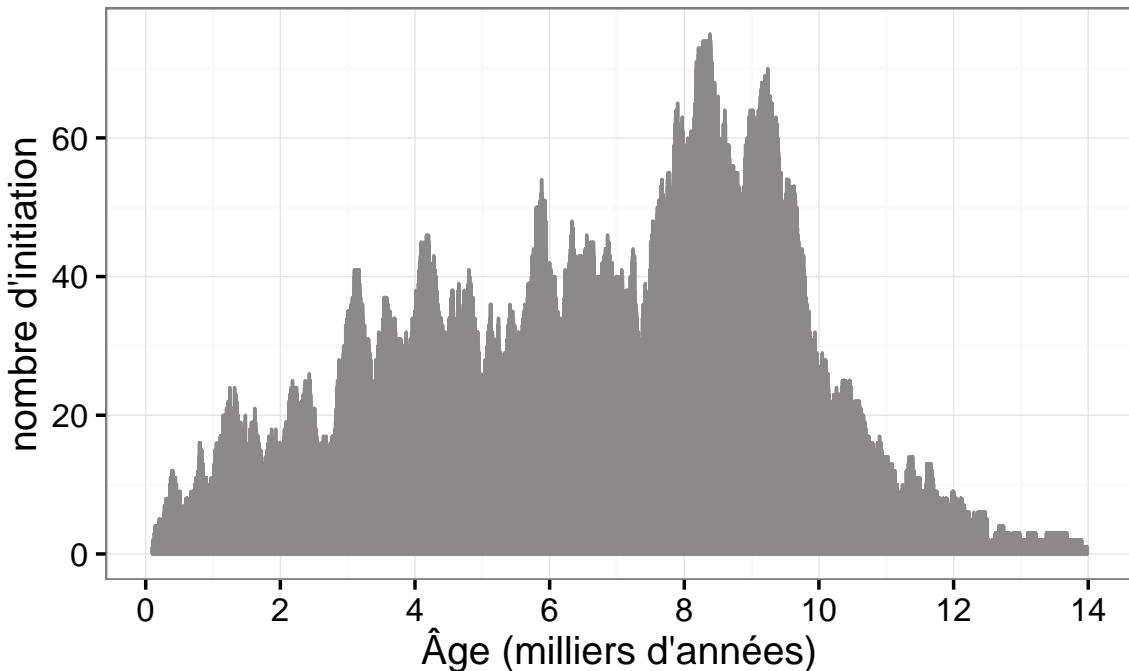


FIGURE 1.4 – Nombre de tourbières nouvellement formées pendant l'holocène. Modifié d'après ([MacDonald *et al.*, 2006](#))

284 et tendrait donc à la minimiser ([Christensen *et al.*, 2007](#)). Les effets directs attendus
285 du réchauffement dans les hautes latitudes à l'horizon 2100, sont une augmentation
286 des températures de 2 à 8 °C dans les zones boréales, et de 2 à 6 °C dans les zone
287 tempérées, ainsi qu'une augmentation probable des précipitations ([Christensen *et al.*,](#)
288 [2013; Frolking *et al.*, 2011](#)). De façon plus indirecte est attendue la fonte du permafrost,
289 l'augmentation de l'intensité et de la fréquence de feux et des changements dans les
290 compositions des communautés végétales.

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

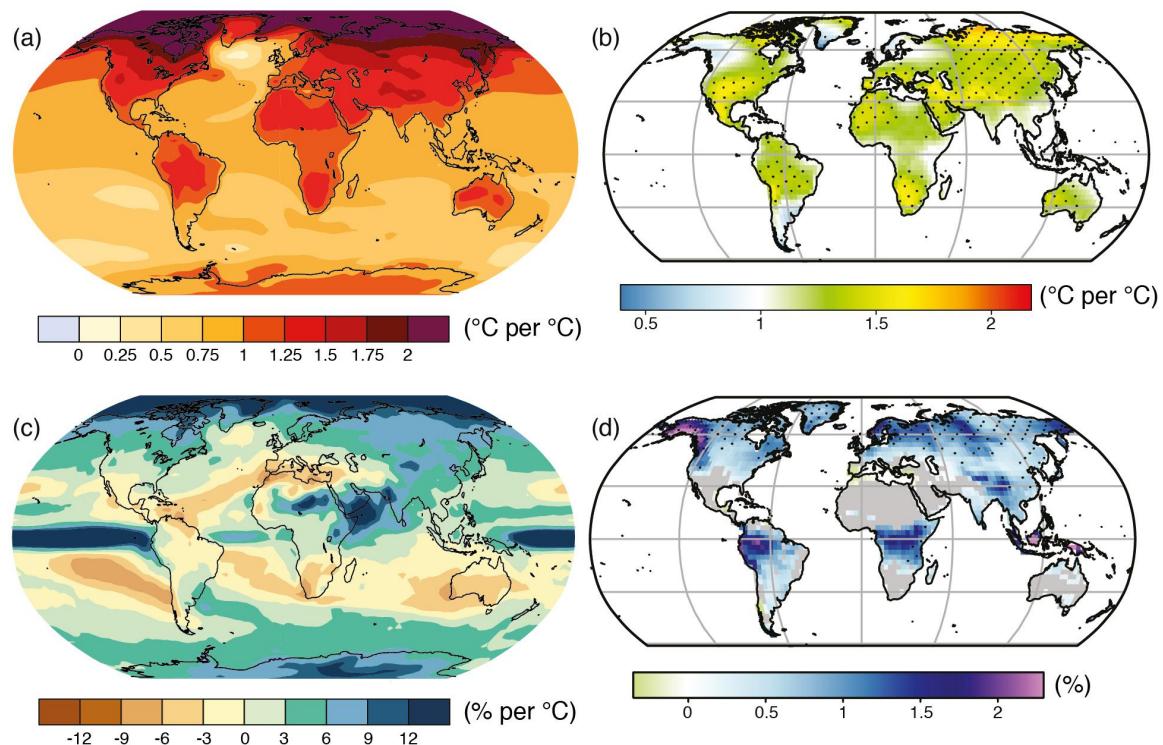


FIGURE 1.5 – Projection des changements à l'horizon 2100, des moyennes et extrêmes annuels (sur terre) des températures de l'air et des précipitations : (a) température de surface moyenne par °C de changement global moyen, (b) 90^e percentile des températures journalières maximum par °C de changement 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).

²⁹⁵ 1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs ²⁹⁶ contrôlants

Cette partie s'attache à décrire les GES et leurs liens avec les tourbières, les flux de carbone et des processus qui y sont liés, puis facteurs contrôlants ces flux à l'échelle des processus jusqu'aux individus et communautées (nécessaire afin de pouvoir appréhender correctement ces flux à des échelles plus large), les facteurs contrôlant à l'échelle de l'écosystème (colonne de tourbe, site complet) et enfin les bilans de carbone.

302 1.2.1 GES et Tourbières

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

La concentration en CO₂ dans l'atmosphère fluctuait avant l'ère industrielle entre 180 et 290 ppm. En 1750 au début de l'ère industrielle sa concentration était de 280 ppm environ avant d'augmenter pour atteindre 391 ppm aujourd'hui (moyenne annuelle en 2011) ([Ciais et al., 2014](#)). Différents processus permettent d'extraire du CO₂ de l'atmosphère, la photosynthèse, la dissolution du CO₂ dans l'océan et enfin l'altération de silicate et les réactions avec le carbonate de calcium. Ces processus s'effectuent avec des échelles de temps différentes, en conséquence après une émission de CO₂, il ne reste que 40 % de cette émission après 100 ans, mais il reste toujours plus de 20 % après 1000 ans et plus de 10 % après 10 000 ans ([Joos et al., 2013; Ciais et al., 2014](#)) (Figure 1.6).

La concentration en méthane de l'atmosphère est estimée à 350 ppb il y a 18 000 ans environ lors de la dernière glaciation, à 720 ppb en 1750, et à 1800 ppb aujourd'hui (ou plutôt en 2011) ([Ciais *et al.*, 2014](#)). À l'inverse du CO₂ sa durée de vie dans l'atmosphère est limitée : moins de 10 ans ([Lebel et al., 1998; Prather *et al.*, 2012](#)). Malgré cela son potentiel de réchauffement global⁵ (PRG) est important notamment à

5. indice permettant de comparer le pouvoir de réchauffement des différents GES en donnant une équivalence par rapport au CO₂. Le PRG du CO₂ vaut donc 1 par définition.

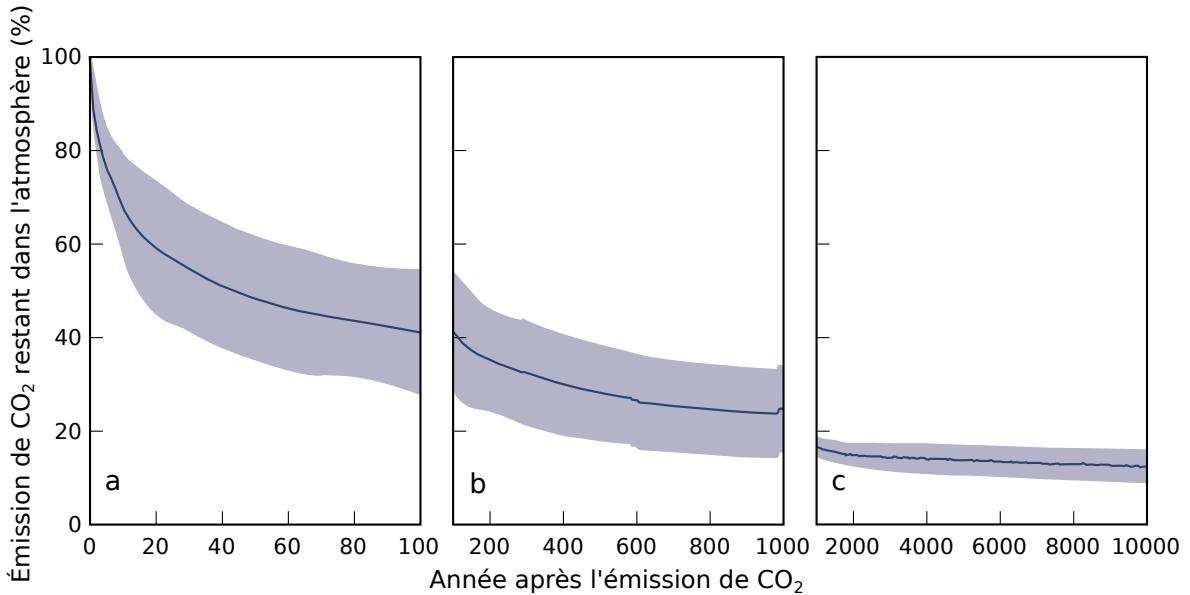


FIGURE 1.6 – Décroissance de la proportion de CO₂ de l'atmosphère suite à une émission idéalisée de 100 PgC. les graphes (a) et (b) est une moyenne de modèles (Joos *et al.*, 2013), le graphe (c) est une moyenne d'autres modèles (Archer *et al.*, 2009). Modifié d'après (Ciais *et al.*, 2014).

319 court terme, 72 à 20 ans. À plus long terme sont effet relativement au CO₂ diminue et
 320 atteint 25 à l'horizon 100 ans. Les zones humides sont la première source naturelle de
 321 CH₄ atmosphérique pour avec un flux à l'échelle globale estimé entre 145 et 285 Tg an⁻¹
 322 (Lelieveld *et al.*, 1998; Wuebbles et Hayhoe, 2002; Ciais *et al.*, 2014) (Tableau ?). Les
 323 tourbières de l'hémisphère nord comptent pour 46 Tg an⁻¹ (Gorham, 1991) (**pas de**
 324 **source plus récente ?**).

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

327 1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières

328 De l'atmosphère à l'écosystème

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

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

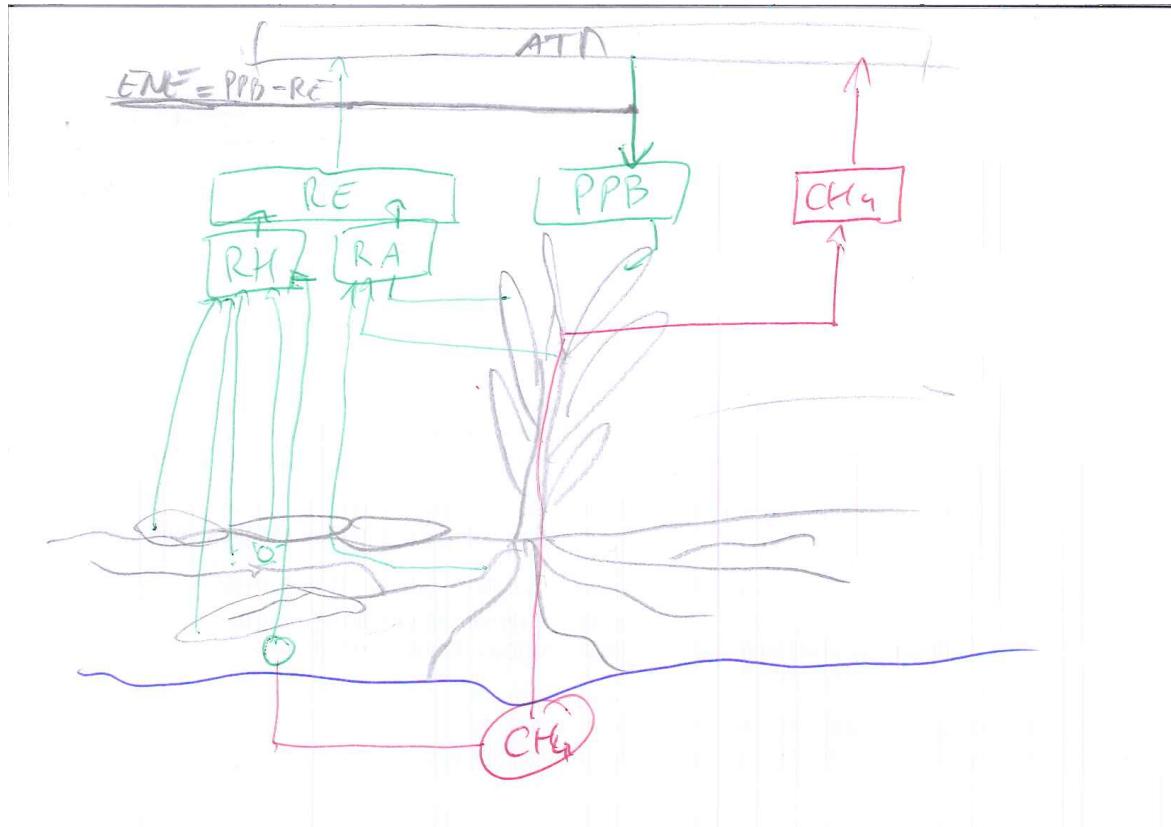


FIGURE 1.7 – schéma des flux de carbone entre une tourbière et l'atmosphère

³³⁴ suivante :



³³⁵ Si la photosynthèse est le processus majeur d'assimilation du CO₂, il existe d'autres
³³⁶ voies métaboliques permettant la capture du CO₂ de l'atmosphère. Par exemple les
³³⁷ micro-organismes chemolithotrophes (**expliquer**) sont capables d'assimiler le CO₂ en
³³⁸ utilisant l'énergie issue de l'oxydation de composés inorganiques, ce que l'on appelle la
³³⁹ chimiosynthèse, mais leur importance est moindre.

³⁴⁰ On défini la **Production Primaire Brute** (PPB), *Gross Primary Production*,
³⁴¹ (*GPP*) en anglais comme :

PRODUCTION PRIMAIRE BRUTE (PPB) :

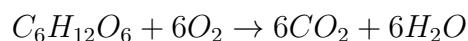
Quantité de carbone extraite de l'atmosphère et transformée en matières organiques par l'écosystème principalement via la photosynthèse. Ce flux est exprimé en quantité de carbone par unité de surface et de temps.

Les tourbières sont des écosystèmes dont la production primaire est estimée à environ 500 gC m⁻² (Francez, 2000). La strate muscinale pouvant jouer/participer/produire jusqu'à 80 % de la production primaire (Francez, 2000). Cette production primaire n'est pas particulière élevée (**Réf needed**) et c'est en fait la faible décomposition des matières organiques qui permet aux tourbières de stocker du carbone.

Il n'y a pas de flux direct de CH₄ de l'atmosphère vers les écosystèmes terrestres. 90 % du CH₄ présent dans l'atmosphère est extrait en réagissant avec des radicaux hydroxyles, cette réaction à lieu majoritairement dans la troposphère.

De l'écosystème à l'atmosphère

Les sources de carbone émises par les tourbières vers l'atmosphère sont multiples. D'abord différents gaz peuvent être émis, notamment le CO₂ et le CH₄, éventuellement du N₂O, et certains d'entre eux peuvent être produit par différentes sources. Au niveau cellulaire, la respiration peut être écrite sous la forme :



Le CO₂ est produit par différents processus, la respiration aérobie (le plus gros contributeur), les respirations anaérobies ou fermentations (e.g. du glucose, de l'acétate), ou encore l'oxydation du méthane. Les principales sources d'émissions du CO₂, sont représentées dans la figure 1.7. À l'échelle macroscopique là, ou plutôt, les respirations sont généralement séparées en deux. D'un côté la respiration végétale, que ce soit celle de feuilles, des tiges, des racines et que l'on appelle la **respiration autotrophe**. De l'autre rassemblé sous le vocable de **respiration hétérotrophe**, la respiration de la rhizosphère, liée à l'émission d'exsudats par les racines, la décomposition des litières

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

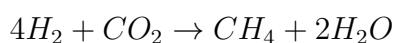
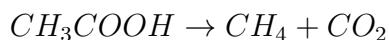
364 et des matières organiques, la respiration de la faune et l'oxydation du CH₄ par les
365 organismes méthanotrophes. L'ensemble de ces respirations est défini comme :

RESPIRATION DE L'ÉCOSYSTÈME (RE) :

Quantité de carbone émise sous forme de CO₂ par l'écosystème dans l'atmosphère. Elle englobe la respiration autotrophe et hétérotrophe en incluant ses composantes aériennes et souterraines. Ce flux est exprimé en quantité de carbone par unité de surface et de temps.

367 On distingue la respiration de l'écosystème de celle du sol en définissant la respiration
368 du sol (RS) comme l'ensemble des respirations de la colonne de sol, à l'exclusion de la
369 partie aérienne ([Luo et Zhou, 2006a](#)). Cependant, dans la littérature la respiration du
370 sol semble parfois être considérée comme équivalente à la respiration de l'écosystème,
371 ou du moins cette terminologie est parfois utilisée de façon synonyme à la respiration
372 de l'écosystème ([Raich et Schlesinger, 1992](#)). Les études discriminant RS et RE montrent
373 ainsi que dans des sols tourbeux RS compte pour plus de 60 % de RE [Lohila et al.](#)
374 ([2003](#)) La production de CO₂ est donc un signal multi-sources intégré sur l'ensemble
375 de la colonne de tourbe. C'est cette multitude de processus qui rend l'estimation de ce
376 flux difficile, en effet chacune des respirations n'aura pas la même sensibilité vis à vis
377 de facteurs contrôlant.

378 Conséquence du niveau de nappe élevé des tourbières, le développement d'une zone
379 anoxique importante dans la colonne de sol favorise la production de CH₄. Il est produit
380 par des Archaea méthanogènes, des organismes anaérobies vivants sous le niveau
381 de la nappe. En moyenne des flux de CH₄ mesurés dans les tourbières s'étendent
382 de 0 à plus 0,96 µmol m⁻² s⁻¹, avec généralement des flux compris entre 0,0048 et
383 0,077 µmol m⁻² s⁻¹ ([Blodau, 2002](#)). Le CH₄ est principalement produit à partir d'acétate (CH₃COOH) ou de dihydrogène (H₂), ces deux composés étant dérivés de la décomposition préalable de matières organiques ([Lai, 2009](#)).



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



391 On défini le flux de CH₄ comme :

FLUX DE CH₄ (F_{CH₄}) :

392 Quantité de carbone émise sous forme de CH₄ par l'écosystème dans l'atmosphère, suite au bilan des processus de création et de destruction de la molécule. Ce flux est exprimé en quantité de carbone par unité de surface et de temps.

393 Cette partie montre donc que si le flux de carbone de l'atmosphère à l'écosystème
 394 à pour source quasiment unique la réaction de photosynthèse des plantes, le flux de
 395 carbone de l'écosystème vers l'atmosphère est multi-source avec un nombre important
 396 de réactions de respirations et de fermentations. La variabilité du premier vient donc
 397 majoritairement de la composition des communautés végétales et de leurs sensibilités
 398 aux conditions environnementales. Celle du second est multiple, liée à la diversité des
 399 réactions et communautés végétales ou animales impliquées, de leur sensibilité aux
 400 conditions environnementales.

401 1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux

402 Dans cette partie seront décrit les facteurs qui contrôlent les flux de carbone en
 403 commençant à une échelle relativement fine pour atteindre celle de l'écosystème qui
 404 nous intéresse plus particulièrement. Cette échelle inclue la colonne de tourbe, le méso-
 405 socosme, en tant que partie d'un ensemble plus vaste, en tant que sous-écosystème.
 406 Elle inclue forcément l'écosystème dans son sens général, regroupant les écosystèmes

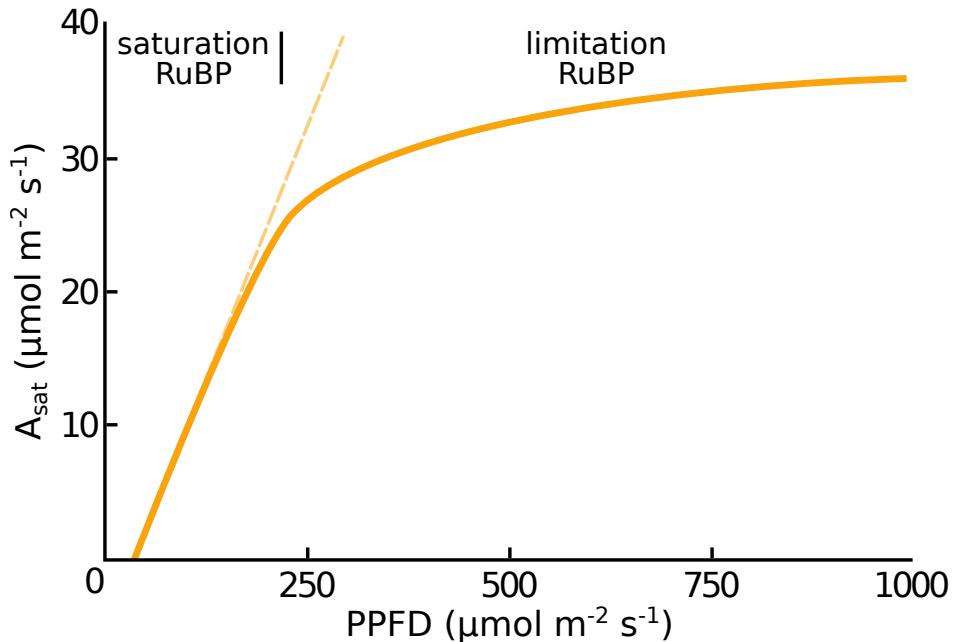


FIGURE 1.8 – todo, modifié d'après [Long et Hällgren \(1993\)](#)

⁴⁰⁷ tourbeux mais également l'écosystème au sens plus spécifique de l'entité étudiée.

⁴⁰⁸ Les facteurs majeurs qui contrôlent ces flux de carbone sont globalement connus.

⁴⁰⁹ Comme bon nombre de réactions biochimiques les vitesses de réaction des processus
⁴¹⁰ décrit précédemment sont fonction de la température. Cette relation est connue depuis
⁴¹¹ longtemps. Elle a été mise en évidence par un chimiste suédois en 1889 : Svante August
⁴¹² Arrhenius sur la base de travaux réalisés par un autre chimiste, néerlandais, Jacobus
⁴¹³ Henricus Van't Hoff. Le niveau de la nappe, interface entre un monde oxique et un
⁴¹⁴ monde anoxique, et la teneur en eau du sol vont également jouer sur ces flux. La
⁴¹⁵ végétation également que ce soit de façon directe comme siège de la photosynthèse ou
⁴¹⁶ indirecte, en fournissant des nutriments de son vivant à travers les exsudats racinaires,
⁴¹⁷ ou à sa mort en devenant litière.

⁴¹⁸ la photosynthèse

⁴¹⁹ À l'échelle d'espèces végétales, la quantité de carbone assimilable par la photosynthèse
⁴²⁰ est fonction de la quantité de lumière reçue ([Long et Hällgren, 1993](#)). La quantité
⁴²¹ de carbone assimilée augmente d'abord de façon linéaire avec le rayonnement, avant

422 d'être limitée par la régénération d'une enzyme, la Rubisco⁶, nécessaire à la fixation
423 du CO₂ (Figure 1.8). Les limitations de l'assimilation, que ce soit la pente initiale de la
424 partie linéaire, ou l'assimilation maximale, varient de façon importante en fonction de
425 l'espèce considérée (Wullschleger, 1993). La régénération de la Rubisco, qui limite la
426 photosynthèse, est contrainte par la capacité de transport des électrons. La vitesse de
427 ce transport est liée à la température et est traditionnellement décrit par une équation
428 d'arrhenius modifiée, relativement complexe, ou par une équation simplifiée (Farquhar
429 *et al.*, 1980; June *et al.*, 2004). À cette échelle le niveau de l'eau va également influer
430 sur le développement de la végétation en facilitant plus ou moins leur accès à l'eau.
431 Wagner et Titus (1984) montent par exemple que deux espèces de sphaignes ont des to-
432 lérances différentes à la dessiccation : celle vivant dans les gouilles étant plus résistante
433 à celle vivant sur les buttes. Dans des conditions expérimentales différentes, lors de ré-
434 végétalisation de deux tourbières, Robroek *et al.* (2009) montre que différentes espèces
435 de sphaignes vont se développer de façon optimale à différents niveaux de nappe selon
436 leurs affinités. Cette variabilité entre espèces d'une même famille est également mise
437 en évidence par leur variabilité en terme de productivité primaire (Figure 1.9).

438 Cette variabilité de la productivité primaire est également visible entre les com-
439 munautés végétales. Les bryophytes n'ont pas la même productivité primaire que les
440 graminées ou que les arbustes. En plus de ces différences entre groupes de végétaux,
441 il existe également des différences de productivité pour un même groupe selon le type
442 de tourbière (Moore *et al.*, 2002 dans Rydin et Jeglum, 2013a). Weltzin *et al.* (2000)
443 montrent par exemple que dans les tourbières de haut-marais, les sphaignes et les ar-
444 bustes ont une productivité importante, les herbacées et graminées ont une productivité
445 beaucoup plus faible. À l'inverse ce sont les herbes et les graminées qui ont la plus forte
446 productivité dans les tourbières de bas-marais pauvres. devant les sphaignes puis les
447 arbustes. Toujour à cette échelle, le niveau de la nappe constraint la teneur en eau du sol
448 et la hauteur de la frange capillaire. Cette dernière atteint généralement la surface tant
449 que le niveau de la nappe ne descend pas en dessous de 30 à 40 cm (Laiho, 2006). La

6. ribulose-1,5-bisphosphate carboxylase/oxygénase

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

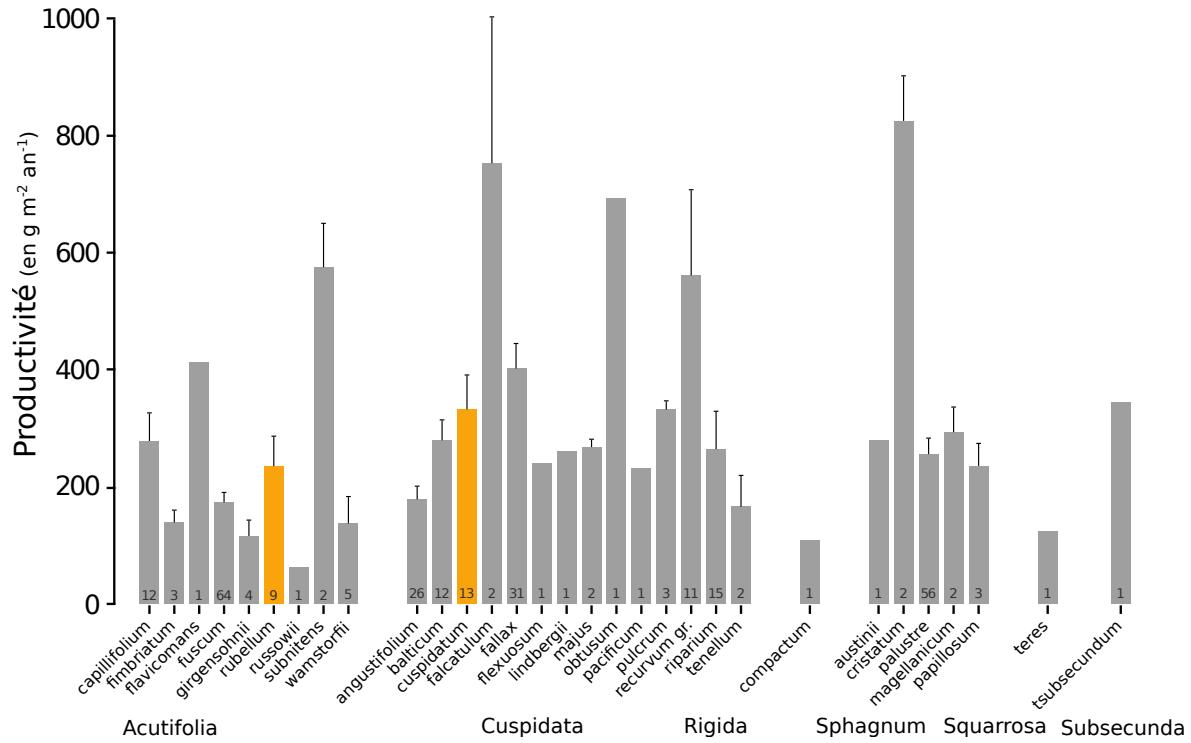


FIGURE 1.9 – Productivités moyennes des espèces de sphaignes en $\text{g m}^{-2} \text{ an}^{-1}$. Les barres d'erreurs représentent l'erreur standard. Le nombre d'observation est indiqué par les nombres à l'intérieur des barres. Les espèces en orange sont celles rencontrées sur le site d'étude. modifié d'après Gunnarsson (2005)

450 hauteur du niveau d'eau va influer sur le bien-être des différentes communautés végétales. Un niveau d'eau important risque de diminuer l'accès de la végétation vasculaire
 451 à l'oxygène par leur racines et aux substrats tandis qu'il sera propice au développement
 452 de sphaignes. À l'inverse un niveau d'eau faible risque de faciliter le développement de
 453 certains végétaux vasculaires au détriment des bryophytes (**Réf needed**). Cette com-
 454 pétition entre espèces va déterminer, à long terme, l'évolution des communautés et
 455 donc jouer sur la PPB. Sur cet aspect Gornall *et al.* (2011) montre que les effets des
 456 mousses sur les plantes vasculaires sont en partie positif et en partie négatif et que leur
 457 «effet net» peu varier, notamment en fonction de l'épaisseur de la strate muscinale.
 458 La composition des communautés végétales va donc influer sur le potentiel photosyn-
 459 thétique de l'écosystème. Ce potentiel qui peut varier selon le végétal considéré et les
 460 conditions environnementales dans lesquelles il se trouve (Moore *et al.*, 2002).
 461
 462 À l'échelle de l'écosystème et sur le terrain, ces facteurs, la température, la végé-
 463 tation, le niveau de l'eau, covarient et rend la discrimination de leurs effets respectifs

464 difficile. L'effet, sur la PPB, d'une variation de température peut selon l'échelle de
465 temps considérée, jouer sur le niveau de nappe et la végétation. Distinguer ces facteurs
466 n'est pas anodin, la majorité des études réalisées sur le terrain montrent les effets de
467 variation de la température et du niveau de la nappe simultanément. [Cai et al. \(2010\)](#)
468 ont par exemple montré que des conditions plus chaudes et sèches pouvaient augmenter
469 la PPB. L'effet du niveau de la nappe peut varier selon le contexte : Dans une étude
470 des effets à long terme de variation du niveau de la nappe, [Ballantyne et al. \(2014\)](#)
471 montrent qu'une baisse du niveau de la nappe entraîne une augmentation de la PPB en
472 facilitant l'accès des plantes vasculaire à l'oxygène et aux nutriments. Paradoxalement,
473 la hausse d'un niveau de nappe, initialement bas et entraînant un stress hydrique important,
474 conduira également à une augmentation de la PPB ([Strack et Zuback, 2013](#)).
475 Ces effets sont variables selon les communautés végétales et le contexte dans lequel
476 elles se trouvent. Pour un gradient de niveau de nappe qui augmente dans une tourbière de haut-marais, [Weltzin et al. \(2000\)](#) montrent une diminution de la productivité
477 des arbustes, tandis que celle des graminées n'est pas affectée. À l'inverse, pour un
478 gradient similaire dans une tourbière de bas-marais, la productivité des arbustes n'est
479 pas affectés tandis que celle des graminées augmente. Un opposition similaire est égale-
480 ment relevé concernant les graminées soumises à un traitement infra-rouge afin de
481 les réchauffer. Ces dernières voient leur productivité diminuer dans la tourbière de
482 haut-marais et augmenter dans la tourbière de bas-marais. [Munir et al. \(2015\)](#) isolent
483 également l'effet de la température en utilisant des OTC (*Open Top Chamber*). Ces
484 dispositifs, ressemblent à des serres ouvertes et permettent de réchauffer une zone de
485 la tourbière. Ils montrent que dans les zones sans manipulation du niveau de la nappe,
486 le réchauffement des OTC, augmente la PPB.

488 La RE

489 La respiration, au sens de la réaction biochimique telle que décrite par l'équa-
490 tion [1.2.2](#) est catalysée par la température. Cette réaction est limitée par la quantité
491 de substrat et la présence d'oxygène. Dans les tourbières la limitation en substrat n'a

492 de sens que vis-à-vis de communautés spécifiques. Les substrats facilement utilisable,
493 typiquement les sucres peuvent devenir limitant (**Réf needed**). La tourbière n'est
494 qu'un tas de substrat de plus en plus difficile à dégrader avec la profondeur, plus les
495 substrats sont facilement utilisable plus leur utilisation est rapide est plus ils risquent
496 de devenir limitant. Inversement moins les substrats sont dégradables plus leur utili-
497 sation est lente et plus ils s'accumulent. Mais l'accès à l'oxygène rendu difficile par les
498 hauteurs élevées du niveau de la nappe est prépondérant (**Réf needed**). La qualité du
499 substrat (la facilité qu'il aura à être dégradé) va donc jouer sur la vitesse de respiration)
500 Par ailleurs, la photosynthèse en libérant des substrat, les exsudats racinaires, permet
501 influe également sur la respiration.

502 Partionnement de la RE

503 À l'échelle de l'écosystème de nombreuses études ont mis en évidence une corré-
504 lation positive entre la respiration et la température ([Singh et Gupta, 1977](#); [Raich et](#)
[Schlesinger, 1992](#); [Luo et Zhou, 2006b](#)). Cependant la diversité cumulée des proces-
505 sus, communautés et des conditions environnementales qui joue sur la respiration, font
506 qu'aucune équation ne fait réellement consensus. Malgré tout, la majorité d'entre-elles
507 décrivent une augmentation exponentielle de la respiration avec la température. Ainsi
508 dans les tourbières, des études de terrain ont montré que dans des conditions plus
509 chaude, mais également plus sèche étant donné que ces deux conditions sont diffici-
510 lement séparable sur le terrain, la RE a tendance à augmenter ([Aurela et al., 2007](#);
511 [Cai et al., 2010](#); [Ward et al., 2013](#)). Des études à base de mésocosmes⁷ prélevés sur
512 le terrain ont également montré la relation entre les variation de RE et celle de la
513 température([Updegraff et al., 2001](#); [Weedon et al., 2013](#)).

515 Le niveau de nappe, conditionnant l'accès à l'oxygène, joue également un rôle im-
516 portant. Un niveau qui diminue se traduit généralement pas une hausse de la RE que
517 ce soit à long terme ([Strack et al., 2006](#); [Ballantyne et al., 2014](#)) ou à plus court terme
518 ([Aerts et Ludwig, 1997](#)).

519 De façon plus indirecte, le type de végétation joue sur la vitesse de décomposition

7. définition méso

des litières. La végétation peut également stimuler la respiration des micro-organismes présent dans la rhizosphère⁸ via la libération d'xsudats racinaires (Moore *et al.*, 2002).

522 l'ENE

523 À l'échelle de l'écosystème et selon les méthodes employées le CO₂ est parfois étudié
524 comme un seul flux, généralement appelé l'échange net de l'écosystème.

L'ÉCHANGE NET DE L'ÉCOSYSTÈME (ENE) :

Bilan de la quantité de CO₂ émise par l'écosystème, calculée comme différence entre la Photosynthèse Primaire Brute et la Respiration de l'écosystème (ENE=PPB-RE). Ce flux est exprimé en quantité de carbone par unité de surface et de temps.

526 Ce terme correspond, au référentiel près, au *Net Ecosystem Exchange* anglais, qui prend
527 l'atmosphère comme référence⁹ (ENE=-NEE) (Chapin *et al.*, 2006).

528 Les facteurs contrôlants l'ENE sont donc les mêmes que ceux qui contrôlent la PPB
529 et la RE. Cependant l'effet d'un même facteur de contrôle peut être différent vis à vis de
530 PPB et de RE selon le contexte environnemental, que ce soit par rapport à la nature
531 de l'effet ou son importance. Ainsi une variation de l'ENE peut parfois être contrôlée
532 majoritairement soit par la PPB soit par la RE soit par les deux. Par exemple, une
533 baisse du niveau de la nappe est souvent liée dans la littérature à une baisse de l'ENE.
534 Cependant certains attribuent cette baisse à une augmentation de la Respiration (Alm
535 *et al.*, 1999; Ise *et al.*, 2008) (aurela2013, oechel1993) quand d'autres l'attribuent à
536 une diminution de la photosynthèse (Sonnenntag *et al.*, 2010; Peichl *et al.*, 2014). Enfin
537 certains voient un effet à la fois de l'augmentation de la respiration et de la diminution
538 de la photosynthèse (Strack et Zuback, 2013).

539 À noter un article particulièrement intéressant (Lund *et al.*, 2012) dans lequel,
540 dans un même site une baisse du niveau de la nappe 2 années différentes entraînera
541 une baisse de l'ENE dans les 2 cas, mais dans l'un des cas cette baisse est contrôlée

8. zone du sol impacté par les racines

9. Attention cependant, certains auteurs changent cette convention

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

542 par un augmentation de la respiration et dans l'autre cas cette baisse est contrôlée par
543 une diminution de la photosynthèse.

544 Également un article de [Ballantyne et al. \(2014\)](#) qui lui ne note pas d'effet d'une
545 baisse du niveau de la nappe sur l'ENE car l'augmentation de la respiration est com-
546 pensée par une augmentation de la photosynthèse.

547 Le CH₄

548 La production du CH₄, par des Archaea méthanogènes principalement à partir
549 d'H₂ et d'acétate, est contrôlée par la disponibilité de ces substrats ([Segers, 1998](#)).
550 L'ajout de substrats à destination des méthanogènes (acétate, glucose, éthanol) tend à
551 augmenter les émissions de CH₄ [Coles et Yavitt \(2002\)](#). Le niveau de la nappe est un
552 autre facteur contrôlant les flux de CH₄. Généralement plus le niveau est important plus
553 la zone potentiel de production du CH₄ est importante et plus les émissions sont fortes
554 ([Pelletier et al., 2007](#)). Par contre une augmentation du niveau de la nappe au dessus de
555 la surface peut conduire à une diminution des émissions de CH₄ (bubier1995,sundh1995
556 dans lai2009) Les flux sont d'autant plus forte en présence de végétation ([Pelletier et al.,](#)
557 [2007](#)). Enfin la température joue généralement un rôle important, augmentant la vitesse
558 de production et pouvant faciliter son transport par ébullition ou via la végétation ([Lai,](#)
559 [2009](#)).

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

562 Enfin certaines plantes vasculaires, adaptées aux conditions de saturations en eau,
563 peuvent faciliter l'échange de gaz entre l'atmosphère et l'écosystème grâce à un espace
564 intercellulaire agrandit, l'Aerenchyme.

565 Conventions

566 Dans ce document les flux (RE, PPB et F_{CH₄}) sont exprimés en valeur absolue afin
567 de faciliter l'étude de leurs variations. Les bilans seront établis en prenant l'écosystème
568 comme référence, le carbone entrant dans l'écosystème est compté positivement et le

569 carbone sortant négativement. Les flux RE et F_{CH_4} seront comptés négativement et
570 la PPB positivement. Par la suite l'abréviation PPB et le mot photosynthèse seront
571 employés de façon inter-changeable de même que RE et respiration et se rapportera à
572 ces flux tels que définis dans les encadrés précédents, sauf mention contraire.

573 Si les facteurs de contrôle des flux sont relativement connus, la sensibilité de ces
574 flux à ces facteurs ne fait pas consensus. Elle peut varier selon les conditions environ-
575 nementales ou l'échelle de temps ou d'espace considérée.

576 La prépondérance relative des ces différents flux, va donc impacter le fonction-
577 nement des tourbières. Soit elles stockent du carbone, en accumulant des matières
578 organiques, et donc fonctionnent comme des puits ou soit elle relâchent du carbone et
579 fonctionnent comme des sources.

580 1.2.4 Bilans de C à l'échelle de l'écosystème

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

585 Le calcul d'un bilan de carbone à l'échelle d'un écosystème permet de détermi-
586 ner si l'équilibre (où le déséquilibre) des flux tend à stocker du carbone, le système
587 fonctionnant alors comme un puits, ou à libérer du carbone, le système fonctionnant
588 alors comme une source. Il existe différentes façons de réaliser le bilan de carbone d'une
589 tourbière que l'on peut séparer en deux approches principales. La première approche
590 consiste à utiliser l'archive tourbeuse pour estimer des vitesses d'accumulation de la
591 tourbe. Cette méthode permet d'étudier la fonction puits sur des temps long (derniers
592 millénaires) et de lier d'éventuels changements dans les vitesses d'accumulation à des
593 facteurs environnementaux. La seconde approche se base d'avantage sur des mesures
594 actuelles des différents flux afin d'étudier, sur des temps forcément plus court, l'évolu-
595 tion de la prépondérance puits/source d'un écosystème. Les deux approches sont donc
596 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

597 **Estimation des bilans de carbone passé**

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

600 **tableau LORCA ajouter colonne contexte (exple : 7 tourbières ombro-**
601 **trophes)**

602 **Estimation des bilans de carbone contemporain**

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

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

- 606 — ENE : Échange Net de l'Écosystème
607 — PPB : Production Primaire Brute
608 — Re : Respiration de l'Écosystème
609 — F_{COP} : Flux de Carbone Organique Dissous
610 — F_{COP} : Flux de Carbone Organique Particulaire
611 — F_{CH₄} : Flux de Méthane

612 — F_{CID} : Flux de Carbone Inorganique Dissous
613 — F_{COV} : Flux de Composés Organique Volatils
614 — F_{CO} : Flux de Monoxyde de Carbone
615 Les bilans les plus complets réalisées sur les tourbières comprennent la partie ga-
616 zeuse, dissoute...
617 Dans les tourbières, les flux de CO_2 sont généralement les plus importants (**Réf**
618 **needed**), puis les flux de CH_4 et/ou de COD et enfin les flux de COP.
619 Pour estimer ces flux différentes techniques existent, notamment l'eddy covariance
620 et les méthodes de chambre pour les flux de gaz.
621 D'autres méthodes, moins souvent utilisées, existent comme l'utilisation du ratio
622 C :N (Kirk2015)

623 1.2.5 Méthodologies, mesures et estimation des flux

624 Mesure des flux de gaz

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

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

633 Trois grandes techniques de chambre existent. D'abord les chambres **dynamiques**
634 **ouvertes** qui se basent sur un état d'équilibre et mesurent une différence de concen-
635 tration d'un gaz dont une partie passe par la chambre et l'autre non. Cette méthode
636 nécessite un système de pompe et donc le passage d'un flux. Ensuite les chambres **dy-**
637 **namiques fermées** qui mesurent l'évolution de la concentration du gaz au sein de la
638 chambre à l'aide d'un système de pompe permettant l'envoi du gaz dans un analyseur

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

639 externe. Enfin les chambres **statiques fermées** qui mesurent également l'évolution de
640 la concentration du gaz au sein de la chambre sans qu'un système de pompe ne soit
641 présent. Dans ce cas soit l'analyseur est présent dans la chambre, soit des prélèvements
642 sont fait à intervalles réguliers puis analysés par la suite en chromatographie gazeuse.

643 Il faut noter que les dénominations anglaises de ces méthodes doit faire l'objet d'une
644 attention particulière. *Closed chamber* par exemple est parfois utilisé pour se référer
645 à l'état ou non d'équilibre, comme défini dans ce document, mais parfois également
646 pour désigner les méthodes de chambre sans système de flux ce qui peut prêter à
647 confusion [Pumpanen et al. \(2004\)](#). Souvent utilisées les dénominations *open/closed* et
648 *dynamic/static* sont décrites dans [Luo et Zhou \(2006c\)](#), une autre convention peut être
649 rencontrée : *flow-through/non-flow-through* et *steady state/non-steady state* [Livingston](#)
650 [et Hutchinson \(1995\)](#)

651 Ces différentes méthodes ont divers avantages et inconvénients.

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

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

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

657 Estimation des flux

658 Quand ils ne peuvent pas être mesurés avec une haute fréquence, que ce soit à
659 l'aide de tour Eddy-covariance ou de chambres automatiques, les flux sont estimés à
660 partir de mesures ponctuelles. La respiration est généralement estimée en utilisant la
661 température que ce soit celle de l'air ([Bortoluzzi et al., 2006](#)) ou celle du sol à différentes
662 profondeurs : -5 cm ([Görres et al., 2014; Ballantyne et al., 2014](#)), -10 cm [Kim et Verma](#)
663 ([Zhu et al. \(2015\)](#)). Le niveau de la nappe est parfois pris en compte ([Strack et](#)
664 [Zuback, 2013; Munir et al., 2015](#)), plus rarement la végétation ([Bortoluzzi et al., 2006;](#)
665 [Karki et al., 2015](#)).

666 Il existe donc une variabilité importante dans les équations utilisées, dans la nature

667 et le nombre des facteurs pris en compte ainsi que dans la manière dont ils sont pris
668 en compte.

669 L'estimation de la PPB est indirecte car très difficile/impossible à mesurer de façon
670 directe à l'échelle d'un écosystème. Elle est donc déduite à partir d'autres mesures :
671 Celles de l'ENE pour les méthodes micro-météorologiques qui utilisent l'ENE mesurée
672 la nuit pour estimer la RE et en déduire la PPB. Celles de l'ENE et de la RE pour
673 les méthodes de chambre qui le permettent, ce qui permet là encore de déduire l'ENE
674 (grâce à l'équation X)

675 1.3 Objectifs du travail

676 Dans ce contexte les objectifs de ce travail sont donc (i) de caractériser la variabilité
677 spatio-temporelle des flux et d'établir le bilan de carbone de la tourbière de La Guette,
678 (ii) de préciser l'effet du niveau de la nappe sur les émissions lors de cycle de dessications
679 réhumectation. Pour ce faire une approche axée sur l'observation et l'expérimentation
680 a été mise en oeuvre :

- 681 — Dans un premier temps, a été mis en place un suivi sur la tourbière de La
682 Guette permettant d'évaluer les flux et d'étudier leurs variations saisonnières et
683 spatiales sur l'ensemble de l'écosystème. Ces estimations de flux ont ensuite pu
684 être utilisées afin d'estimer le bilan de carbone de la tourbière.
- 685 — Dans un second temps, à travers des expérimentations en mésocosmes et sur le
686 terrain, l'effet du niveau de la nappe sur les flux de GES a été exploré, particu-
687 lièrement lors de cycle de dessiccation-réhumectation.
- 688 — Enfin un suivi des flux à haute fréquence sur plusieurs tourbières a été réalisé
689 afin de déterminer les éventuelles différences de sensibilité des émissions de CO₂
690 entre le jour et la nuit et de tester à cette échelle une méthode d'estimation de
691 la RE basée sur la synchronisation entre les signaux de flux et de température.

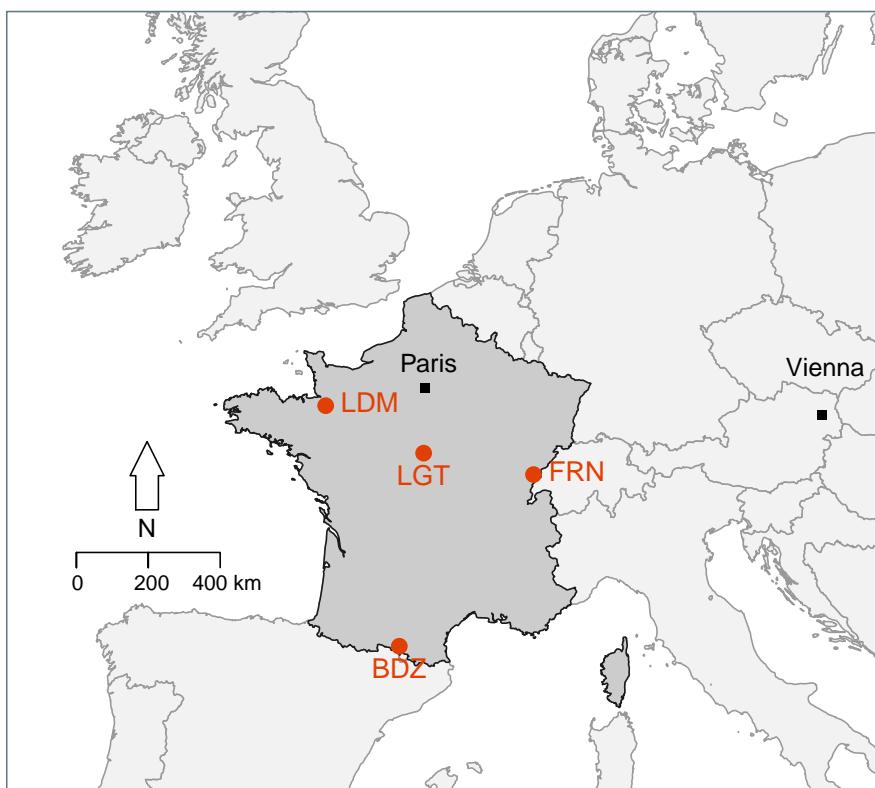
⁶⁹² 2 Sites d'études et méthodologies employées

⁶⁹³

⁶⁹⁴	2.1 Présentation de la tourbière de La Guette	40
⁶⁹⁵		
⁶⁹⁶	2.2 Autres sites du service national d'observation	45
⁶⁹⁷		
⁶⁹⁸	2.3 Mesures de flux de gaz	46
⁶⁹⁹	2.3.1 Les mesures de CO ₂	46
⁷⁰⁰	2.3.2 Les mesures de CH ₄	48
⁷⁰¹	2.3.3 Le calcul des flux	50
⁷⁰²	2.4 Facteurs contrôlants	50
⁷⁰³		
⁷⁰⁴	2.4.1 acquisitions automatisées	50

2.1 Présentation de la tourbière de La Guette

Le site d'étude, la tourbière de La Guette, est l'un des quatre sites du service national d'observation des tourbières (SNOT) qui vise à étudier la fonction puits de carbone des tourbières tempérées notamment vis-à-vis des changements globaux (<http://www.sno-tourbiere.cnrs.fr/>).



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

FIGURE 2.1 – Site d'études SNOT

La tourbière de La Guette est située à Neuvy-sur-Barangeon, en Sologne, (N 47°19'44", E 2°17'04") dans le département du Cher (Figure 2.1). Le site est classé espace naturel sensible par le conseil général du Cher, c'est également une Zone Naturelle d'Intérêt Écologique Faunistique et Floristique (ZNIEFF) et intégrée au site Natura 2000 «Sologne». Le site s'étend sur une surface d'une vingtaine d'hectares avec une géométrie relativement allongée (Figure 2.2). Cette surface la classe parmi les plus grandes de Sologne (F. Laggoun, communication personnelle). L'épaisseur moyenne de la tourbe

717 est de 80 cm avec des maximums locaux atteignant 180 cm. La tourbière de La Guette
718 est probablement topogène, formée par l'accumulation d'eau de pluie dans une cuvette
719 imperméabilisée par une couche d'argile issue d'alluvions de la rivière du même nom
720 (La Guette) (**Réf needed**). Les précipitations annuelles moyennes sur le site sont de
721 880 mm et les températures moyenne annuelle de 11 °C. L'eau du site à une conductivité
722 généralement inférieure à $80 \mu\text{S m}^{-2}$ et un pH compris entre 4 et 5. Ces caractéristiques
723 classe la tourbière parmi les tourbières minérotropes pauvres en nutriments (*poor fen*).
724 Les datations effectuées sur le site permettent de dire que les premiers dépôts tourbeux
725 remontent à environ 5 à 6000 ans.

726 Le site a subi un certain nombre de perturbations au cours de son existence. D'abord
727 la construction, avant 1945, d'une route, la D 926 , qui coupe l'extrémité sud de la
728 tourbière favorisant son drainage. Le site a également subi un incendie en 1976. En
729 1979 des pins noirs (*Pinus nigra*) sont plantés au nord du site. Enfin 2008 le récurage
730 du fossé de drainage bordant la route semble entraîner une augmentation significative
731 des pertes d'eau du système.

732 Ces perturbations, ou au moins une partie d'entre elles, ont probablement favorisé
733 l'envahissement du site par une végétation vasculaire, notamment arborée et composée
734 de pins (*Pinus sylvestris*) et de bouleaux (*Betula verrucosa* et *pubescens*). [Viel et al.](#)
735 ([2015](#)) a pu calculé, grâce à l'étude de photos aérienne, la vitesse de fermeture du site,
736 entre 1945 et 2010, estimée à $2020 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$ avant l'incendie de 1976 et à $3469 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$
737 après. La tourbière est également envahie de façon importante par la molinie bleue
738 (*Molinia caerulea*) de la famille des *Poaceae* (Figure 2.3c). Leur présence favorisant la
739 dégradation des matières organiques ([Gogo et al., 2011](#)). Sont également présentes sur
740 le site un certain nombre d'espèces caractéristiques des tourbières comme les sphaignes,
741 principalement *Sphagnum cuspidatum* et *Sphagnum rubellum*, qui forment des tapis.
742 Un tapis de sphaignes en cours de formation est visible sur la photo 2.3a. Sur cette
743 même photo sont également visible des Linaigrettes à feuilles étroites (*Eriophorum*
744 *augustifolium*), une plante de la famille des *Cyperaceae* caractéristique des marais et
745 des landes tourbeuses ([Rameau et al., 2008](#)). Des bruyères sont également présentes de

2.1. Présentation de la tourbière de La Guette

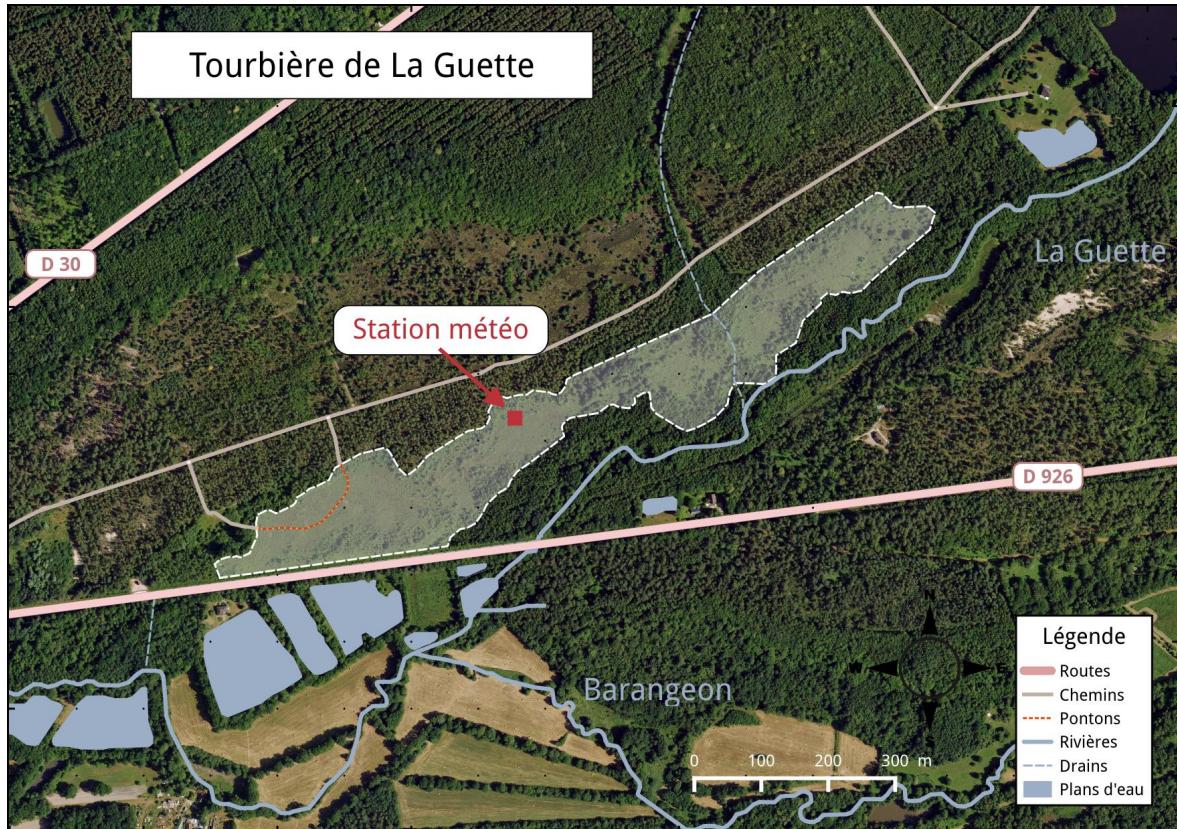


FIGURE 2.2 – Carte de la tourbière de La Guette

746 façon importante sur le site avec notamment *Erica tetralix*, parfois appelée la Bruyère
747 des marais, de la famille des *Ericaceae* (Figure 2.3b). De la même famille est présente
748 sur le site, mais de façon moins omniprésente, la Callune (*Calluna vulgaris*). L'ensemble
749 de ces espèces tendent à préférer les milieux riches en matières organiques et pauvres en
750 nutriment (Rameau *et al.*, 2008). D'autres espèces sont présentes sur ce site notamment,
751 *Rhynchospora alba* de la famille des *Cyperaceae*, *Juncus bulbosus*(image annexe ?),
752 de la famille de *Juncaceae*, et des Droséras, une plante insectivore, de la famille des
753 *Droseraceae* (Annexe A, Figure 7a) .

754 Au cours des dernières années, les précipitations sont relativement différentes avec
755 deux années plus sèches que la moyenne avant 2013 et deux années plus humides en
756 2013 et 2014 (Figure 2.4). On observe également cette dualité vis-à-vis du niveau de
757 la nappe. Avant 2013 les étés sont marqués par des étiages importants avec des baisses
758 du niveau de nappe allant jusqu'à -60 cm en 2012 (Figure 2.5). Après 2013, les étiages
759 sont beaucoup moins importants sur le site (Figure 2.6). Les variations inter-annuelles



(a) *Sphagnum – Eriophorum angustifolium*



(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

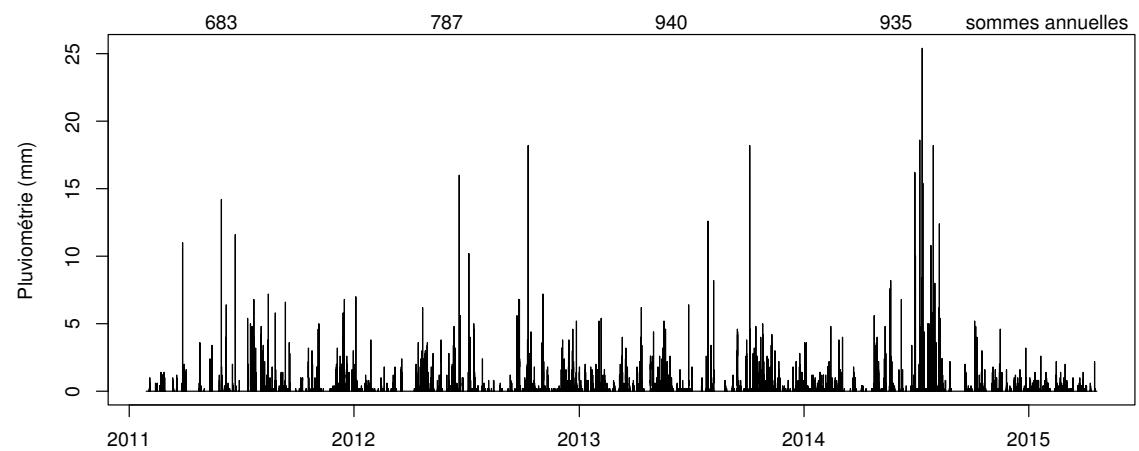


FIGURE 2.4 – Évolution du niveau de la pluviométrie, en mm, des années 2011 à 2014

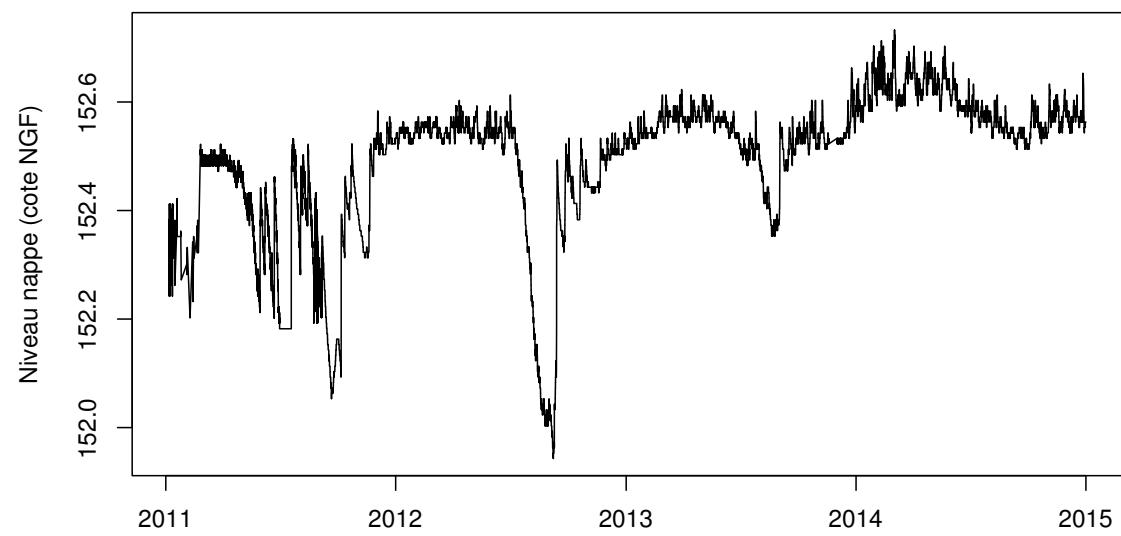


FIGURE 2.5 – Évolution du niveau de la nappe, en cm par rapport à la surface, des années 2011 à 2014

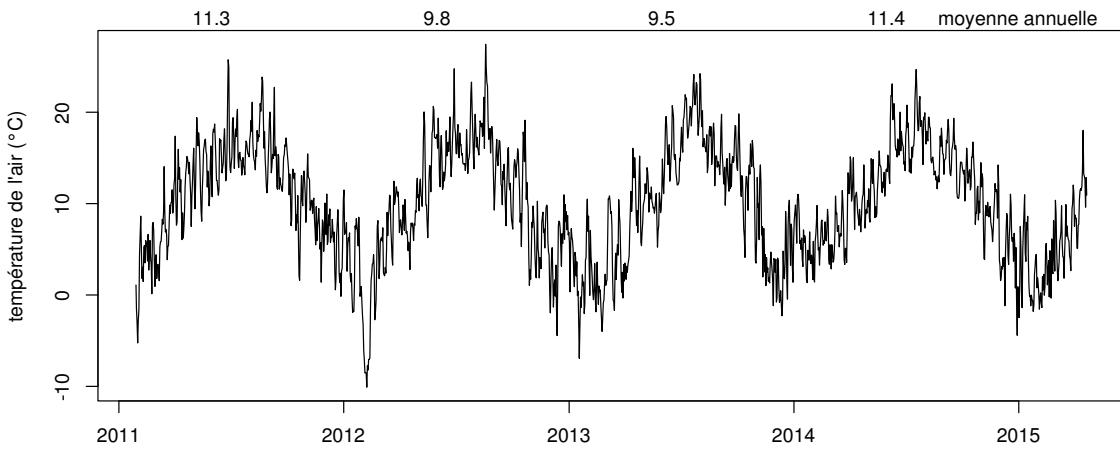


FIGURE 2.6 – Évolution de la température de l'air (en °C) des années 2011 à 2014

760 de la température moyenne de l'air semblent moins marquées. L'année 2011 est très
 761 proche de 2014 avec une température moyenne supérieure à 11 °C. De la même façon
 762 les années 2012 et 2013 sont très proches avec des températures moyennes inférieures
 763 à 10 °C.

764 2.2 Autres sites du service national d'obser- 765 vation

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

2.3. Mesures de flux de gaz

774 Au sein du SNOT et à travers les différentes expérimentations et observations réa-
775 lisées sur les sites, de nombreuses mesures ont été effectuées : des mesures de CO₂ et
776 de CH₄ ainsi que d'un certain nombre de facteurs contrôlant. La méthodologie utilisée
777 pour les mesurer étant transverse aux différentes expérimentations elle sera détaillée
778 dans ce chapitre.

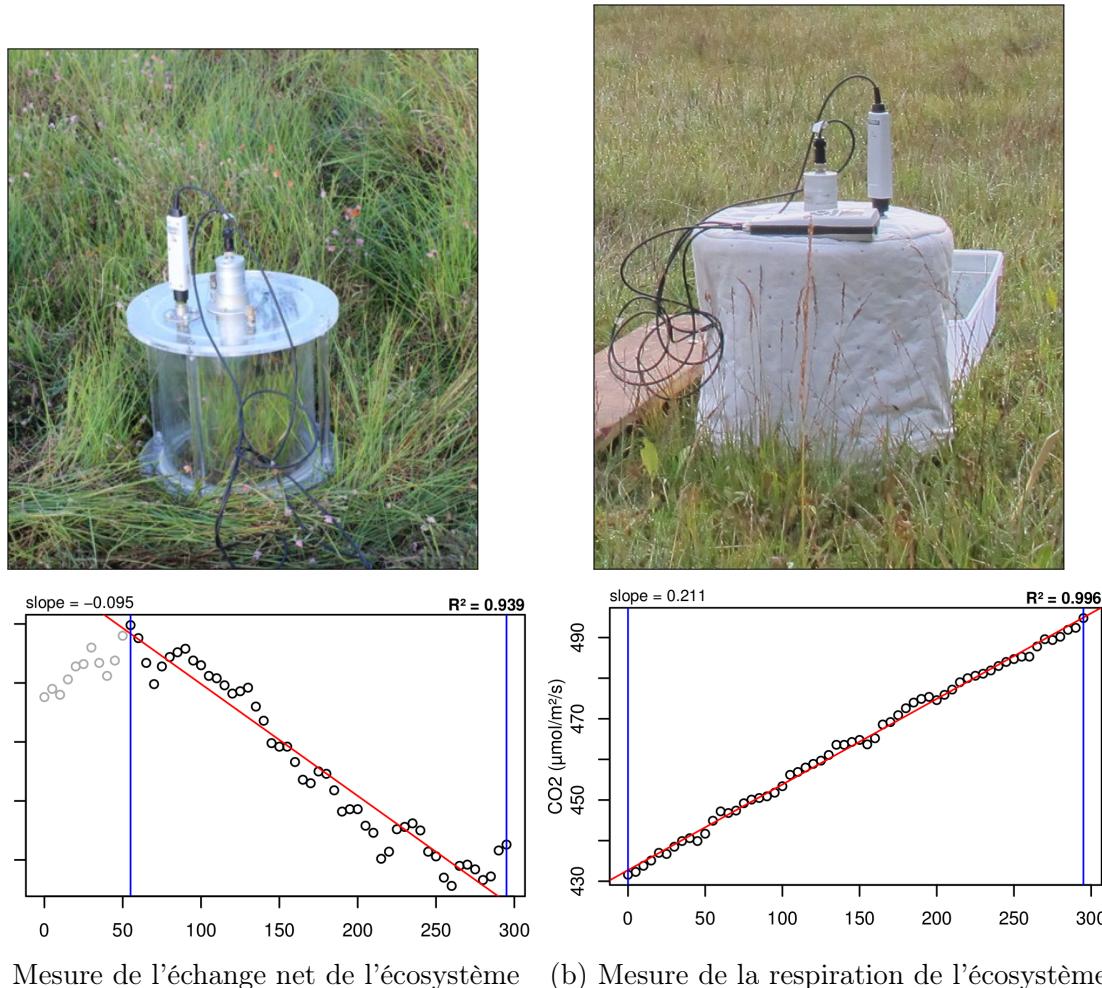
779 2.3 Mesures de flux de gaz

780 2.3.1 Les mesures de CO₂

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

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

793 Pour les raisons détaillée précédemment, la méthode mise en œuvre est celle de
794 la chambre statique fermée, aucun système de pompe n'est donc utilisé. la chambre
795 est posée sur l'embase, elle contient l'analyseur de CO₂ qui mesure la variation de
796 la concentration en gaz au cours du temps. Un ventilateur de faible puissance est
797 également présent à l'intérieur de la chambre afin d'homogénéiser l'air. 1 à 3 min de
798 stabilisation sont nécessaires après la pose de la chambre afin d'éviter les effets pouvant
799 y être liés. Ensuite l'enregistrement est lancé, avec l'acquisition toutes les 5 s pendant


 FIGURE 2.7 – Mesures de CO₂

800 5 min de la concentration en CO₂, de la température et de l'humidité. La mesure se
 801 déroule donc sur une période de temps relativement courte afin de minimiser le dés-
 802 équilibre avec le milieu extérieur. Dans ce but les mesures ont parfois été manuellement
 803 raccourcies, 2 à 3 min d'acquisition, si une pente claire se dégageait rapidement. Ceci
 804 notamment lorsque les conditions météorologiques, chaudes et ensoleillées, laissaient
 805 supposer une différence rapidement importante vis-à-vis des conditions extérieures.
 806 Généralement, deux acquisitions de CO₂ sont faites à la suite sur une même embase.
 807 La première, avec la chambre transparente nue, permettant l'enregistrement de l'ENE
 808 (Figure 2.7-a). La seconde avec la chambre recouverte d'une chaussette de tissu occul-
 809 tant, isolant la chambre de la lumière, permettant d'interrompre la photosynthèse et
 810 donc d'enregistrer les respirations (RE) (Figure 2.7-b).

811 De nombreux écueils peuvent rendre une mesure inexploitable. D'abord le placement

2.3. Mesures de flux de gaz

812 de la chambre, cela peut sembler trivial mais positionner la chambre au milieu d'her-
813 bacées et de bruyères n'est pas toujours évident. Plus anecdotiquement des sphaignes
814 gelées, recouvrant les bords de l'embase rendent la pose de la chambre difficile voire
815 impossible. Enfin selon l'heure de la journée des gradients de concentrations peuvent
816 être présent et augmenter localement les concentrations de CO₂ de façon importante
817 allant jusqu'à saturer la sonde.

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

825 2.3.2 Les mesures de CH₄

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

832 C'est un SPectrometre Infra Rouge In-situ Troposphérique développé par le LPC2E.
833 La spectrométrie infra-rouge se base sur la mesure de l'absorption d'un rayonnement
834 infrarouge par des molécules conduisant Cet instrument profite de l'expertise acquise
835 par le laboratoire dans le domaine de la métrologie infra-rouge, notamment avec le
836 développement de son ancêtre le SPIRALE (SPectroscopie Infra Rouge par Absorption
837 de Lasers Embarqués). Plus petit et plus léger (100 kg), le SPIRIT a été développé
838 en différentes versions, fonction des usages. Il existe actuellement une version sol et
839 une version avion de l'appareil. Les capacités du SPIRIT sont principalement liées



FIGURE 2.8 – SPIRIT

à deux éléments. Premièrement l'invention d'une cellule à réflexion multiple par le
 LPC2E ([Robert, 2007](#)), permettant d'adapter facilement la longueur du parcours optique en fonction de la concentration des gaz à mesurer. Deuxièmement l'utilisation de lasers à cascades quantique (QCL), dont la puissance permet d'augmenter le nombre de réflexion et la sensibilité des mesures d'absorption. Les QCL installés émettent séquentiellement dans le moyen infra-rouge (2,5 à 25 µm) (Choix dicté par l'absorbance à ces longueurs d'onde d'un grand nombre d'espèce d'intérêt et l'intensité importante des raies d'absorption.) et dans une fenêtre spécifique aux espèces que l'on souhaite mesurer. Après son émission, le laser est divisé en deux. La première partie traverse une cellule de référence, contenant un gaz de concentration connue. La seconde partie traverse une cellule de mesure, contenant le gaz à mesurer. Les deux parties du laser débouchent finalement sur les détecteurs. Le fonctionnement détaillé du SPIRIT-sol est décrit dans [Guimbaud *et al.* \(2011\)](#).

853 **2.3.3 Le calcul des flux**

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

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

856 Avec :

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

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

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

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

861 T : la température dans la chambre en K

862 V : le volume de la chambre en m³

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

864 **2.4 Facteurs contrôlants**

865 Afin de déterminer l'impact de facteurs contrôlants sur ces flux, mesurer les flux
866 ne suffit pas il faut également mesurer les variables environnementales dont on pense
867 qu'elles seront des facteurs contrôlants importants. La description des techniques et
868 matériels communs aux différentes expérimentations utilisées est développée ci-dessous.
869 Cependant leur mise en œuvre ou caractéristiques spécifiques, comme la fréquence des
870 mesures, sera décrite individuellement au niveau des parties détaillant chacune des
871 expérimentations.

872 **2.4.1 acquisitions automatisées**

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

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.

882 3 Bilan de C de la tourbière de La Guette

883		
884	3.1 Introduction	54
885		
886	3.2 Procédure expérimentale et analytique	55
887	3.2.1 Méthodes de mesures	55
888	3.2.2 Modélisation du bilan de C	57
889	3.3 Résultats	62
890	3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tourbière	
891	de La Guette	62
892	3.3.2 Sélection des modèles	67
893	3.3.3 Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle	
894	de l'écosystème	75
895	3.3.4 Variabilité spatiale du bilan	82
896	3.4 Discussion	84
897	3.4.1 Estimations des flux	84
898	3.4.2 Estimations des bilans	87
899	3.4.3 Sensibilité et limitations du bilan	87
900	3.4.4 Représentativité locale du modèle	88
901	3.4.5 Variation du bilan avec la végétation	88
902	3.4.6 perspectives	89
903		

905 3.1 Introduction

906 La majorité des écosystèmes tourbeux pour lesquels un bilan de carbone a été es-
907 timé, se situe sous les hautes latitudes de l'hémisphère nord comme par exemple en
908 Suède ([Waddington et Roulet, 2000; Peichl *et al.*, 2014](#)), en Finlande ([Alm *et al.*, 1997](#)),
909 au Canada ([Trudeau *et al.*, 2014](#)). Les tourbières situées plus au sud ont fait l'objet de
910 rare estimation de bilan (e.g. tourbière du Jura français par [Bortoluzzi *et al.* \(2006\)](#)).

911 L'étude de ces écosystèmes présent à la limite sud de leur extension est importante car
912 ils expérimentent des conditions plus extrêmes que les autres qui sans être identiques,
913 peuvent se rapprocher de celles que subiront d'autres écosystèmes tourbeux suite au
914 réchauffement climatique. Par ailleurs, concernant la tourbière de La Guette, ce site
915 est représentatif d'une grande partie des tourbières dans les perturbations qu'elle su-
916 bie : son drainage et son envahissement par une végétation vasculaire (cf Chapitre 2)

917 Le premier objectif de ce chapitre est donc d'établir le bilan de C de la tourbière de
918 La Guette. Le second objectif est de caractériser la variabilité spatiale de ces flux de
919 GES à travers ce bilan de C. En effet les tourbières sont des écosystèmes avec des
920 conditions environnementales qui peuvent varier dans l'espace. Par exemple le niveau
921 de la nappe, à cause de variation micro-topographique peut être plus ou moins élevé,
922 faire des flaques d'eau libre ou au contraire être quelques dizaines de centimètres sous
923 la surface du sol. Conséquence de ces variations, ces micro-environnements abritent
924 des communautés végétales et microbiennes différentes. Finalement ces conditions en-
925 vironnementales contrôlant les flux, ceux-ci varient également. Estimer ces variations
926 est donc nécessaire afin de préciser dans quelle mesure elles influent sur le bilan de C.

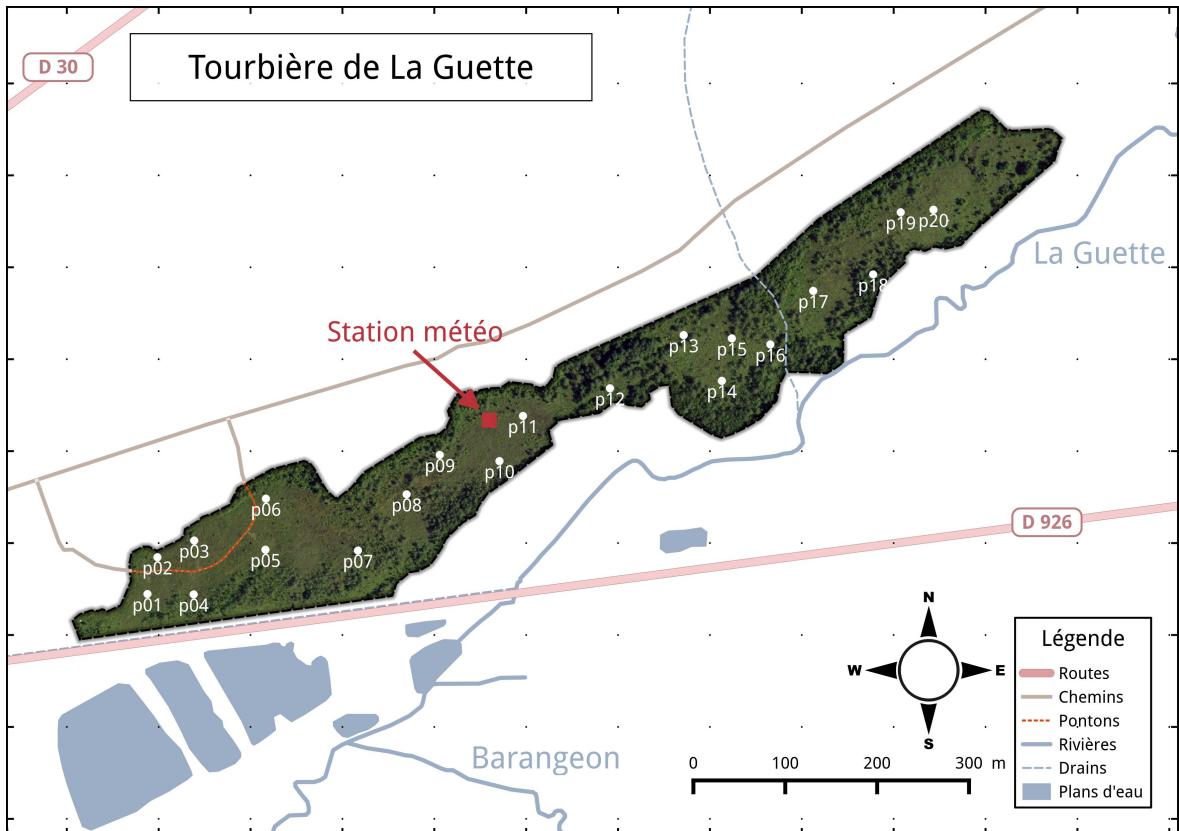


FIGURE 3.1 – Répartition des 20 placettes de mesures suivant un échantillonnage aléatoire stratifié.

927 3.2 Procédure expérimentale et analytique

928 3.2.1 Méthodes de mesures

929 Mesures de flux de gaz

930 Les mesures des flux de CO₂ et de CH₄ ont été effectuées en utilisant la méthode
 931 décrite dans la partie 2.3. En juin 2011, 20 placettes ont été installées ¹ selon un échan-
 932 tillonnage aléatoire stratifié : La surface de la tourbière a été divisée selon une grille de
 933 20 mailles et un point choisi aléatoirement dans chaque maille localise chaque placette.
 934 La taille de la maille a été ajustée de manière à avoir vingt 20 carrés sur la surface de
 935 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

936 étant assuré d'avoir une représentativité homogène du site. Les placettes, délimitées
937 par des piquets, occupaient une surface de 4 m^2 ($2 \times 2\text{ m}$), à l'intérieur de laquelle ont
938 été installé de façon permanente un piézomètre et une embase permettant la mesure
939 des flux de gaz (Les embases sont décrites dans le chapitre 2, partie 2.3.1). Usuelle-
940 ment les placettes sont séparées en groupes micro-topographiques (Figure 1.1), avec des
941 embases positionnées sur les buttes (*hummock*), les trous (*hollows*) et les zones d'eau
942 libre (*pool*) (Alm *et al.*, 1997; Waddington et Roulet, 2000). Ou encore selon différent
943 traitements, réhabilité/non réhabilité, exploité/non exploité, manipulé/non manipulé
944 (Bortoluzzi *et al.*, 2006; Strack et Zuback, 2013). Ceci a l'avantage de permettre une
945 distinction fine des capacités sources/puits mais a l'inconvénient du placement proche
946 des embases les unes des autres limitant la représentativité spatiale des mesures. Elles
947 peuvent également être séparées en zone dans la tourbière, haut-marais *versus* bas-
948 marais, ou réhabilité *versus* non-réhabilité. Afin de gagner en représentativité spatiale,
949 la taille du site le permettant, il a été décidé de positionner des placettes sur l'ensemble
950 du site. De plus, du fait de l'omniprésence de végétation vasculaire, et de la taille des
951 chambres par rapport à la micro-topographie une telle approche était difficile à mettre
952 en oeuvre.

953 Les flux de CO_2 et de CH_4 sont mesurés. Des tests effectués sur la tourbière ayant
954 montré des émissions nulles de N_2O , ce gaz n'a pas été étudié. Les mesures de CO_2
955 ont été effectuées de mars 2013 à février 2015, avec une fréquence quasiment mensuelle
956 (20 campagnes, pour 24 mois de mesures). Les mesures de CH_4 ont été effectuées avec
957 une fréquence et sur un nombre d'embases inférieur (12 campagnes, 5 embases). Ceci
958 a été déterminé par la difficulté de déploiement *in-situ* de l'instrument SPIRIT (lourd,
959 difficilement transportable dans un milieu tourbeux).

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

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

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

974 3.2.2 Modélisation du bilan de C

975 Estimation du bilan et variabilité temporelle

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

986 La RE, et l'ENE sont mesurés directement sur le terrain. Cependant afin d'établir
987 le bilan de C tout en gardant une discrimination entre flux d'entrée et de sortie la RE et
988 la PPB (obtenue grâce à l'équation $PPB = ENE - RE$) ont été modélisé séparément.
989 Les flux en phase gazeuse ont été modélisés en partant d'équations usuellement utilisées
990 et dans lesquelles la température est le facteur contrôlant majeur. Puis les résidus² de
991 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

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

993 Les modèles ont été comparés avec différents indicateurs : Le coefficient de dé-
994 termination (R^2), l'erreur standard normalisée (*Normalised Root Mean Square Error*,
995 NRMSE) et le critère d'information d'Akaike (*Akaike Information Criterion*, AIC). Le
996 R^2 est utilisé comme indicateur de la proportion de la variabilité des données expliquée
997 par le modèle, sa valeur est comprise entre 0 et 1. La RMSE et sa normalisation par la
998 moyenne NRMSE sont utilisés comme indicateur de l'écart entre les données mesurées
999 et les données modélisées. L'AIC permet de déterminer la pertinence de l'ajout d'un
1000 paramètre sur la représentation des données par le modèle.

1001 La température a été choisie comme base de départ à la construction des modèles
1002 de RE et PPBsat, à la fois car c'est le facteur de contrôle le plus souvent invoqué et à
1003 la fois car les corrélations avec les flux étaient les plus forte. Concernant la respiration
1004 de l'écosystème, les températures utilisées dans la littérature sont variables. La tem-
1005 pérature la plus utilisée est la température du sol à -5 cm ([Ballantyne et al., 2014](#)).
1006 La température de l'air et la température du sol à -10 cm sont aussi régulièrement
1007 utilisées ([Bortoluzzi et al., 2006](#); [Kim et Verma, 1992](#)). Cette profondeur, -5 cm, est
1008 régulièrement utilisée car c'est dans la tourbe, proche de la surface que la respiration
1009 du sol est la plus importante. **production CO2 ? profils ?** C'est également à des
1010 profondeurs relativement faibles que se situent la majorité des racines (**Réf needed**).
1011 La respiration liée aux racines (autotrophe et hétérotrophe stimulée par les exsudats
1012 racinaires) peut contribuer à la respiration du sol (**de l'écosystème ?**) pour 35 à 60 %
1013 ([Silvola et al., 1996](#); [Crow et Wieder, 2005](#)). La RE est estimée directement à partir
1014 des données acquises moyennées en partant de la température connue pour contrô-
1015 ler une grande partie de ce flux. Les modèles les plus fréquemment utilisés (linéaire,
1016 exponentiel, arrhénius) ont été testés.

1017 Pas de consensus émerge de la littérature quant aux facteurs contrôlant les émissions
1018 de CH₄. La température, ([Alm et al., 1999](#); [Bubier et al., 1995](#)), le niveau de la nappe
1019 ([Bubier et al., 1993](#)) et/ou la végétation ([Bortoluzzi et al., 2006](#)) peuvent être utilisés
1020 isolément ou conjointement.

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

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

Étude de la variabilité spatiale

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

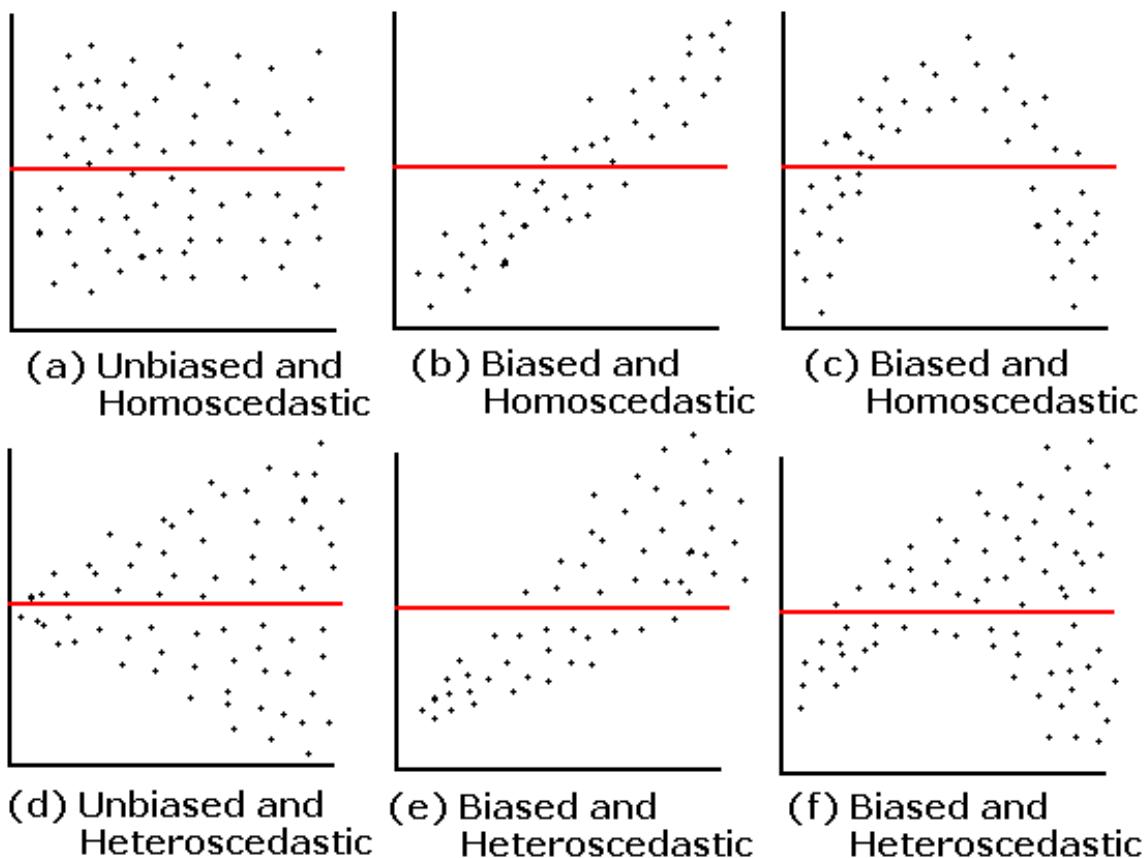


FIGURE 3.2 – Cas idéaux de distribution des résidus (source ?)

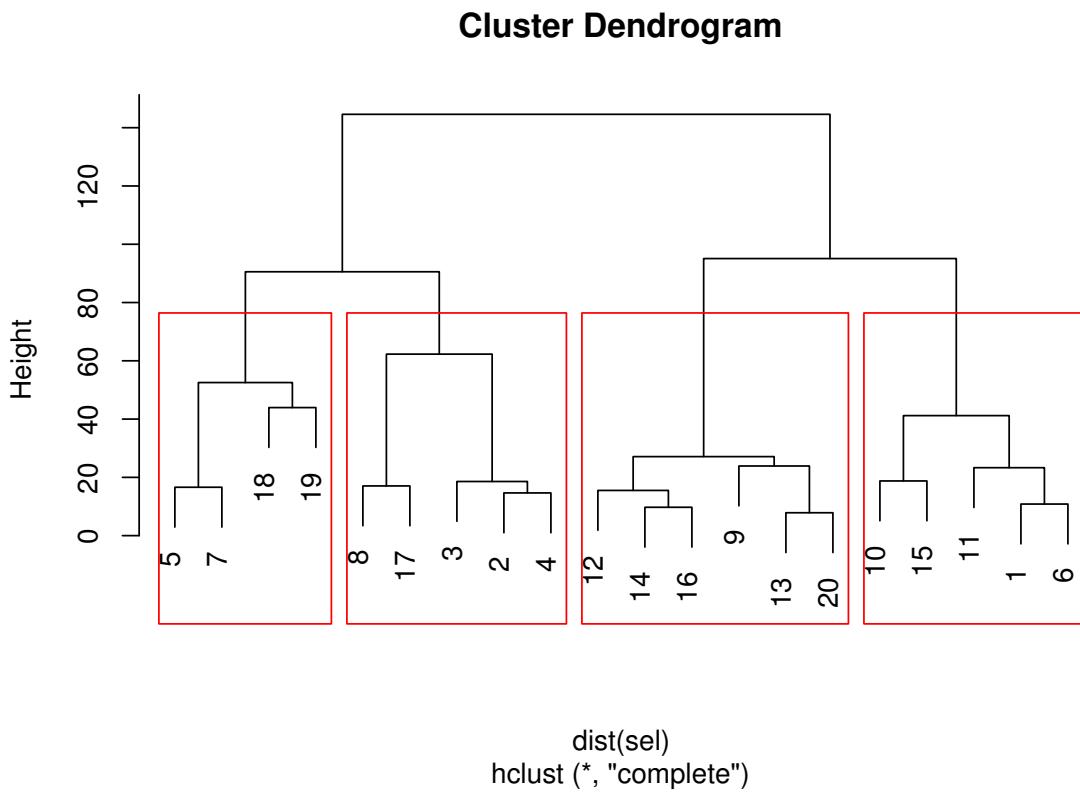


FIGURE 3.3 – Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinales, herbacées et arbustives)

1049 La seconde approche permet de palier en partie à ce souci en faisant des groupes de
 1050 placette. Ces ensembles de placette ont été fait en regroupant les placettes ayant la
 1051 composition végétale la plus proche. Ce choix se justifie par le fait que la végétation
 1052 joue un rôle important tout en étant délicate à prendre en compte. La température,
 1053 plus facile à mesurer et le niveau de la nappe, qui n'a que peu varié, semblait des choix
 1054 moins pertinent. Le partitionnement a été fait via une classification hiérarchique et
 1055 quatre groupes ont été déterminés (Figure 3.3).

3.3. Résultats

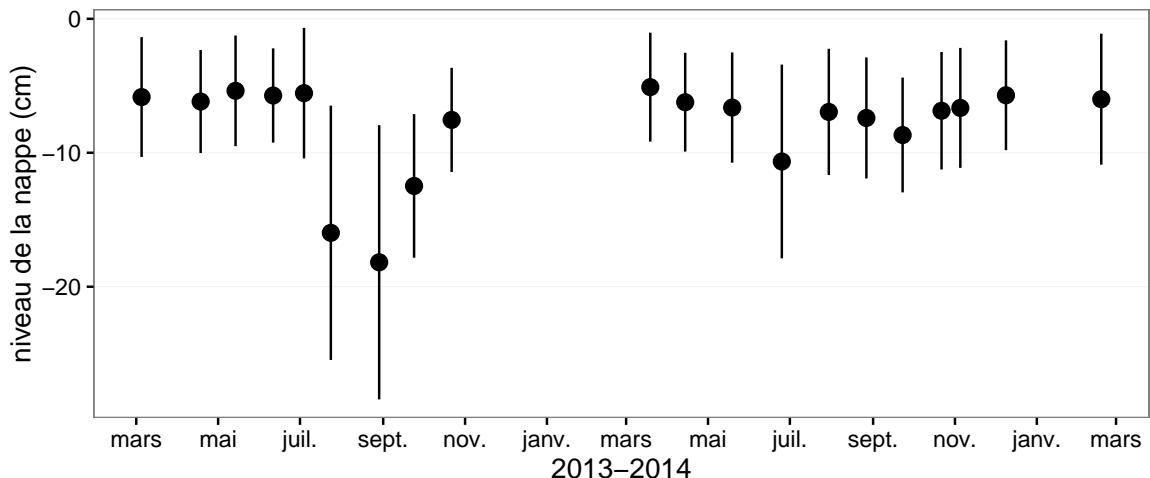


FIGURE 3.4 – Évolution du niveau de la nappe moyen des 20 embases mesuré pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

1056 3.3 Résultats

1057 3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tour- 1058 bière de La Guette

1059 Les Facteurs contrôlant

1060 L'évolution du niveau de la nappe des 20 placettes est marquée par un étiage d'une
1061 vingtaine de centimètres en moyenne en 2013 et l'absence d'un étiage net en 2014
1062 (Figure 3.4). Le niveau de la nappe moyen ne descend pas sous la barre des -10 cm
1063 avec $-9,2 \pm 7,6$ et $-7,1 \pm 4,8\text{ cm}$ respectivement pour 2013 et 2014. Ces observations
1064 sont cohérentes avec les mesures haute fréquence (Figure 2.5), et confirment l'étiage
1065 particulièrement haut de ces 2 années vis-à-vis des précédentes.

1066 La température de l'air mesurée manuellement montre une variabilité saisonnière
1067 cohérente avec celle mesurées par la station météo. La variabilité saisonnière de la
1068 température est également visible dans le sol avec cependant un amortissement et une
1069 diminution de la variabilité avec la profondeur (figure 3.5)

1070 La conductivité moyenne mesurée sur le site varie entre 35 and $55\text{ }\mu\text{S m}^{-2}\text{ s}^{-1}$ (fi-
1071 gure 3.6).

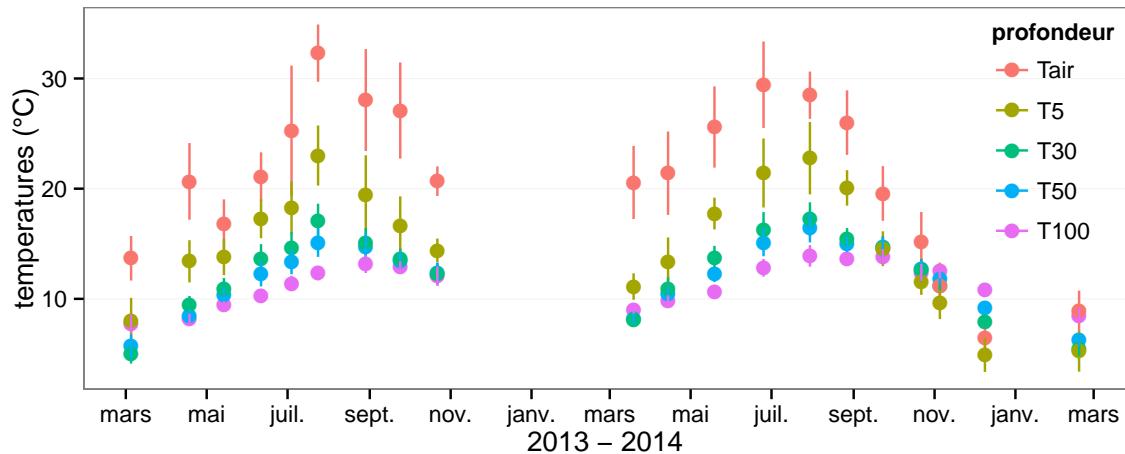


FIGURE 3.5 – Évolution des températures de l'air (Tair) et du sol à -5, -30, -50 et -100 cm (T5, T30, T50 et T100 respectivement) moyenne mesurée lors des campagnes de terrain de mars 2013 à février 2015

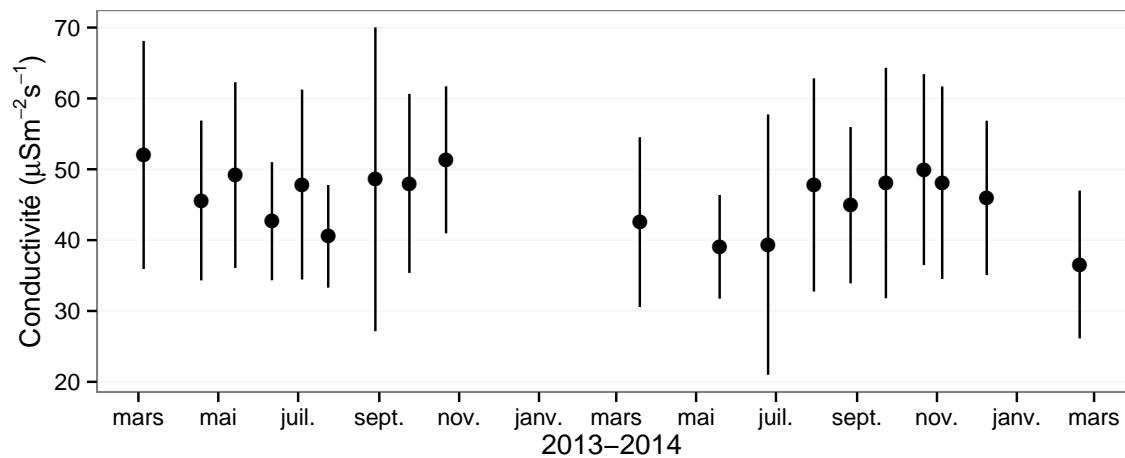


FIGURE 3.6 – Évolution de la conductivité pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

3.3. Résultats

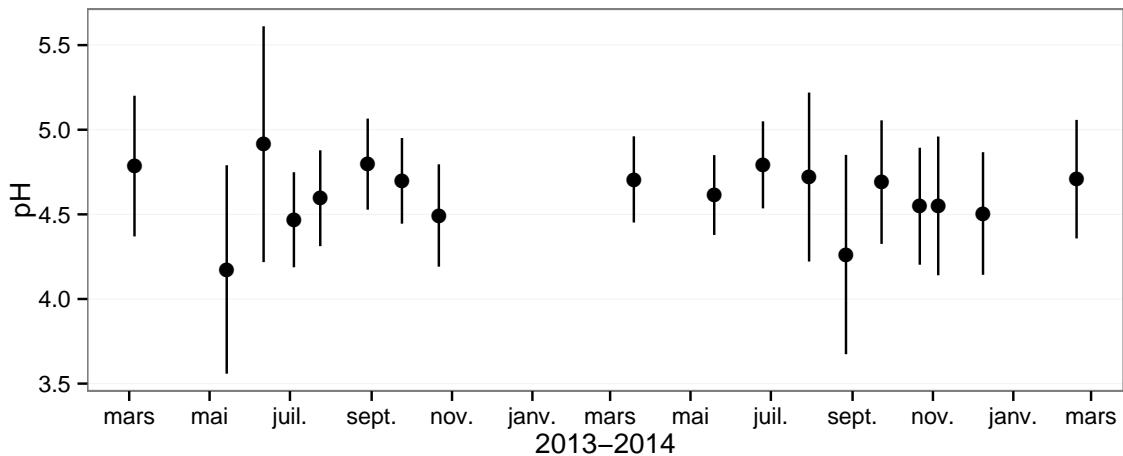


FIGURE 3.7 – Évolution du pH pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

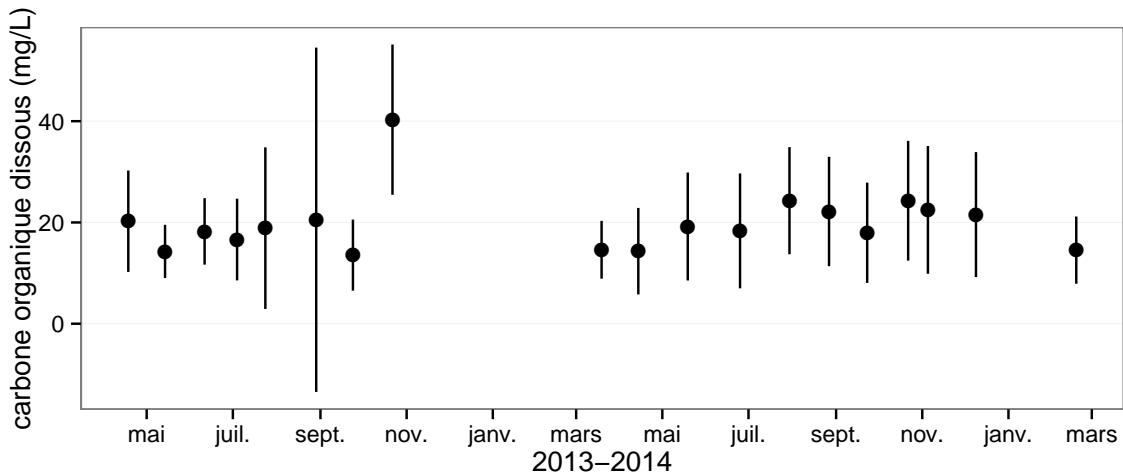


FIGURE 3.8 – Évolution de la concentration en carbone organique dissous dans l'eau du sol pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

1072 En moyenne le pH mesuré sur la tourbière de La Guette est compris entre 4 et 5
1073 (figure 3.7). Ces valeurs sont cohérentes avec la classification en *poor-fen* du site .

1074 La concentration en carbone organique dissous présente dans l'eau de la tourbière
1075 est compris en moyenne entre 10 et 30 mg L⁻¹ (figure 3.8).

1076 Les flux de carbone

1077 L'ensemble des mesures de CO₂ s'étendent de mars 2013 à février 2015. Cependant
1078 de novembre 2013 à février 2014 les mesures ont été interrompues suite à des problèmes
1079 techniques. Les deux saisons de végétation, ont pu être mesurées dans leur ensemble,

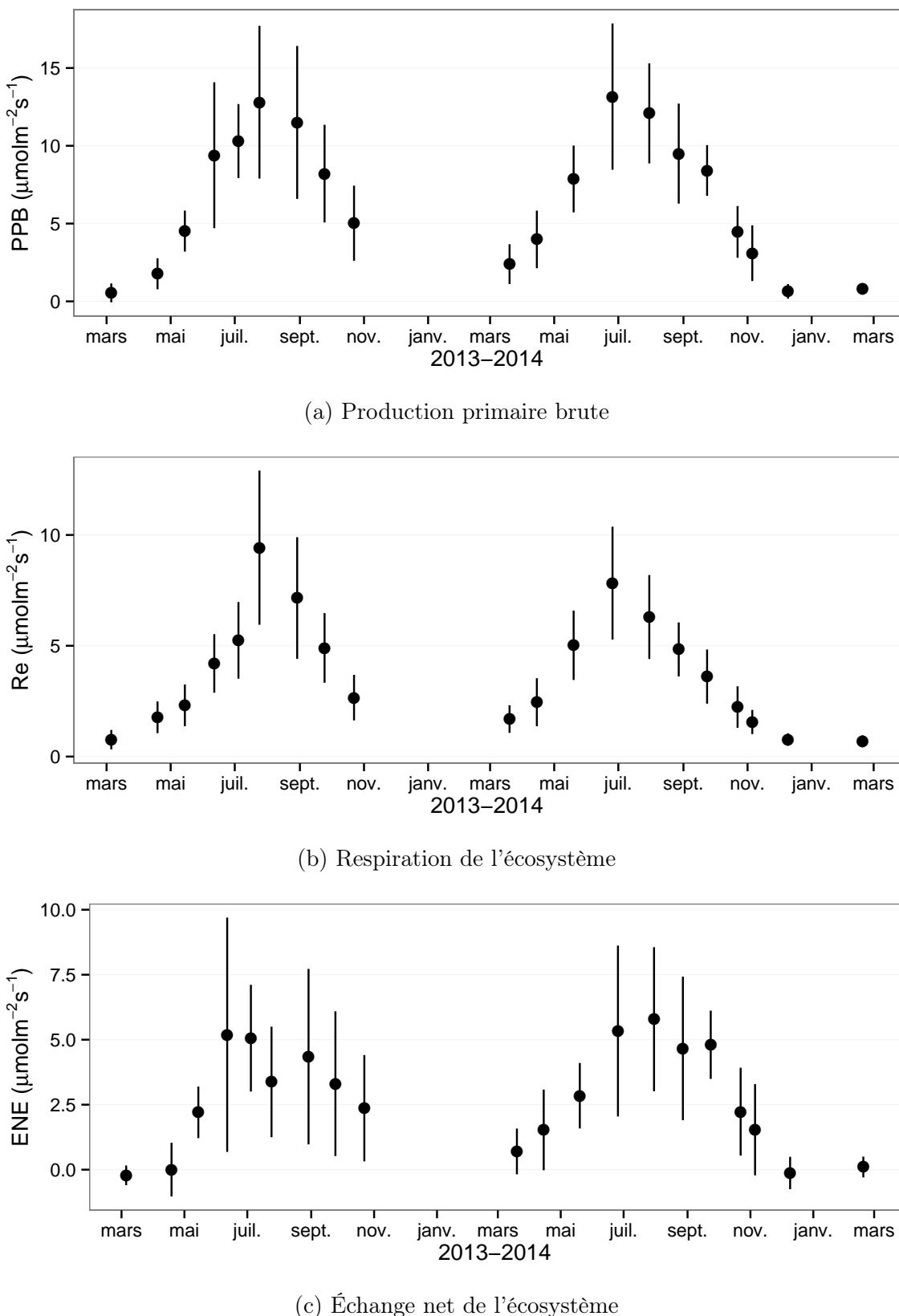


FIGURE 3.9 – Évolution du niveau de PPB, RE et ENE pendant la période de mesure. Moyenne des 20 embases de mars 2013 à février 2015.

3.3. Résultats

1080 permettant d'avoir un jeu de données représentatif sur le fonctionnement de l'écosys-
1081 tème. À noter également que pour l'ensemble des flux, la déviation standard augmente
1082 avec les valeurs mesurées.

1083 En 2013, les valeurs de la PPB (flux de CO₂ entrant dans l'écosystème) augmentent
1084 au printemps et une partie de l'été avec un maximum de $12,80 \pm 4,91 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1085 atteint fin juillet, avant de diminuer à partir d'août (Figure 3.9a). En 2014 la PPB
1086 maximale est atteinte en juin ($13,16 \pm 4,70 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), soit environ un mois plus tôt
1087 que l'année précédente. Puis pendant l'été et l'automne les valeurs décroissent jusqu'à
1088 être proche de 0. En moyenne les valeurs de la PPB sont de $7,12 \pm 5,19 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1089 en 2013 et de $6,56 \pm 4,72 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en 2014 (Figure 3.9a).

1090 La RE (flux de CO₂ sortant de l'écosystème) en 2013 augmente pendant le prin-
1091 temps et une partie de l'été (Figure 3.9b). Elle atteint un maximum de $9,43 \pm 3,48 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1092 en juillet avant de diminuer. En 2014 la RE atteint, comme la PPB, son maximum plus
1093 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
1094 des valeurs nulles. La moyenne annuelle de RE en 2013 est de $4,27 \pm 3,16 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$,
1095 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).

1096 Concernant l'ENE (bilan des flux de CO₂ entrant et sortant), elle augmente en 2013
1097 jusque $5,19 \pm 4,51 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, avec un maximum en juin, avant de diminuer jusqu'à
1098 la fin de l'année. Cependant, cette baisse est moins uniforme que celle des deux flux
1099 précédents, avec notamment une augmentation de l'ENE entre juillet et août 2013.
1100 Ceci étant, il faut également noter les valeurs importantes de la déviation standard
1101 particulièrement en juin et en août. En 2014, l'ENE maximum est atteinte en juillet
1102 avec $5,79 \pm 2,77 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ avant qu'elle ne décroisse. Cette baisse est cependant plus
1103 homogène qu'en 2013. les moyennes de l'ENE en 2013 et 2014 sont très proches sont
1104 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).

1105 Les flux de CH₄ comme ceux du CO₂ montrent une variabilité saisonnière importante.
1106 Cependant les flux de CH₄ mesurés sont un ordre de grandeur en dessous de ceux
1107 mesurés pour le CO₂ (Figure 3.10). À l'inverse de ce dernier, l'importance des flux de
1108 CH₄ mesurés en 2013 et 2014 est différente. En 2013 les flux sont moins importants

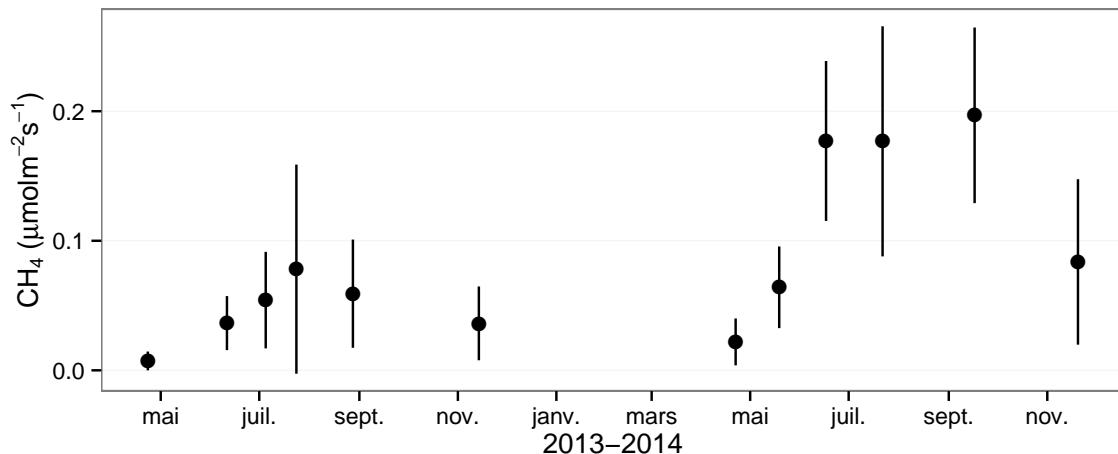


FIGURE 3.10 – Évolution des flux de méthane moyen (N?) pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

1109 qu'en 2014 avec des maximum de $0,078$ et $0,196 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ respectivement.

1110 Les relations flux gazeux et facteurs contrôlant

1111 Comme précisé précédemment, le niveau de la nappe n'a que peu varié pendant les
 1112 deux années de mesures. De ce fait aucune relation claire ne se distingue entre les flux
 1113 et le niveau de la nappe que ce soit pour le CO_2 (PPB et RE) ou le CH_4 (Figure 3.11).
 1114 La PPB et la RE présentent cependant des relations avec la température de l'air,
 1115 et l'indice de végétation, même si pour ce dernier les tendances sont moins claires,
 1116 particulièrement pour la RE (Figure 3.11). Le CH_4 quant à lui ne présente pas de
 1117 relation avec la température de l'air, mais une tendance exponentielle est visible vis-à-
 1118 vis de l'indice de végétation (Figure 3.11). (CH_4 et Température dans la tourbe ?)

1119 3.3.2 Sélection des modèles

1120 La Production Primaire Brute

1121 L'estimation de la PPB se fait en deux étapes. Dans un premier temps on estime le
 1122 potentiel maximum de photosynthèse à un instant donné dans des conditions de lumière
 1123 saturante (PPBsat). Ce potentiel peut varier avec les conditions environnementales et
 1124 a été déterminé en utilisant l'équation de (June *et al.*, 2004) qui relie la vitesse de

3.3. Résultats

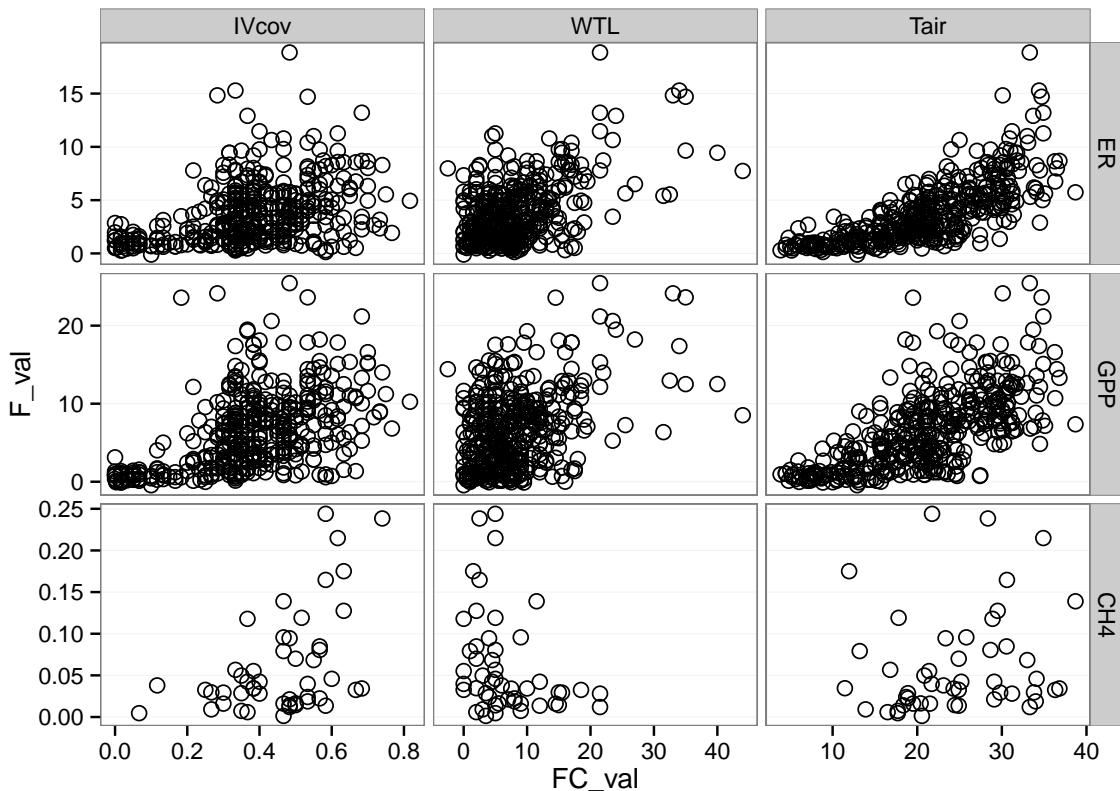


FIGURE 3.11 – Relations entre les flux de gaz et une sélection de facteurs contrôlant

transport des électrons photosynthétiques à lumière saturante à la température :

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

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

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

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

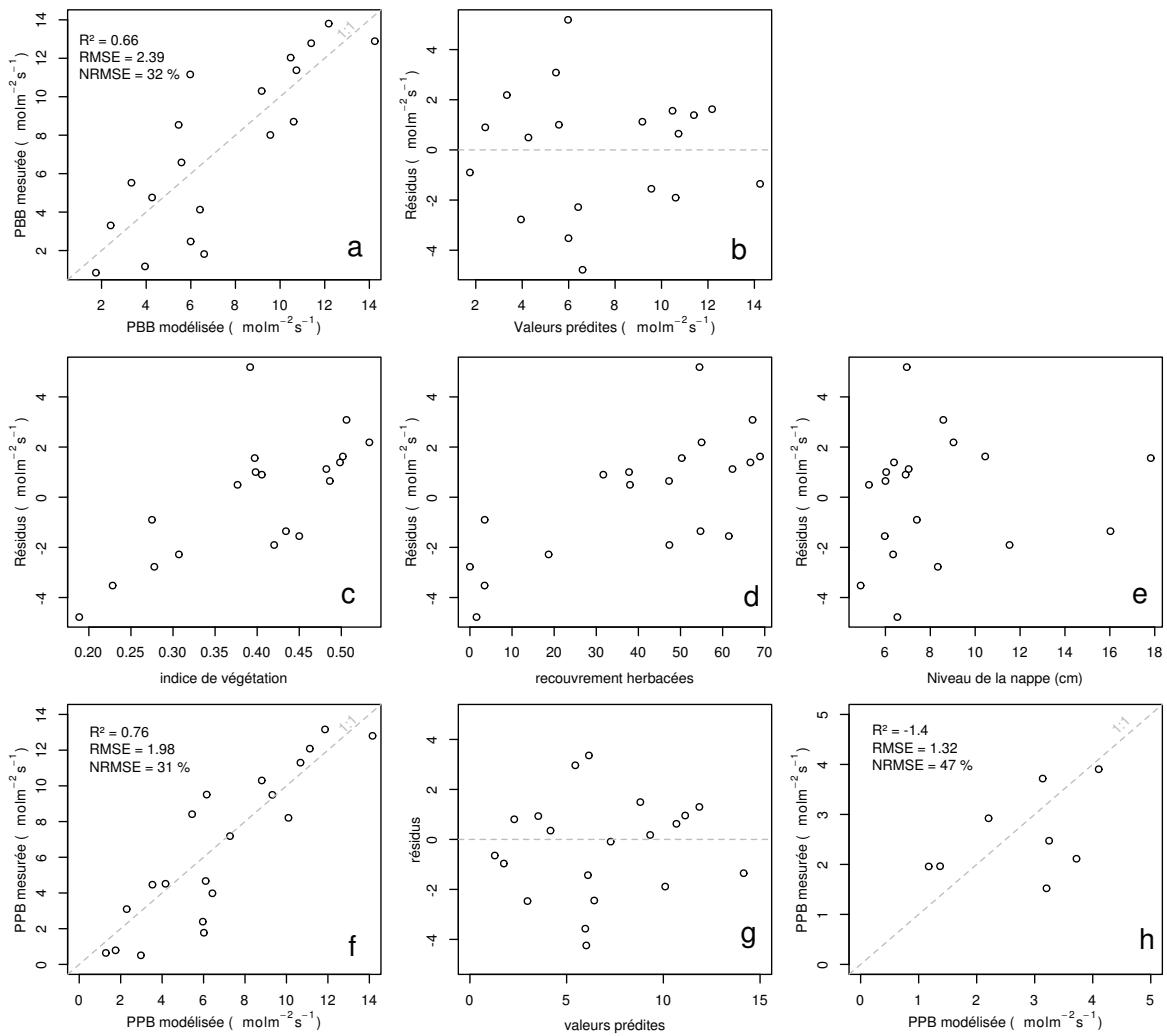


FIGURE 3.12 – PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.1

3.3. Résultats

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

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

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

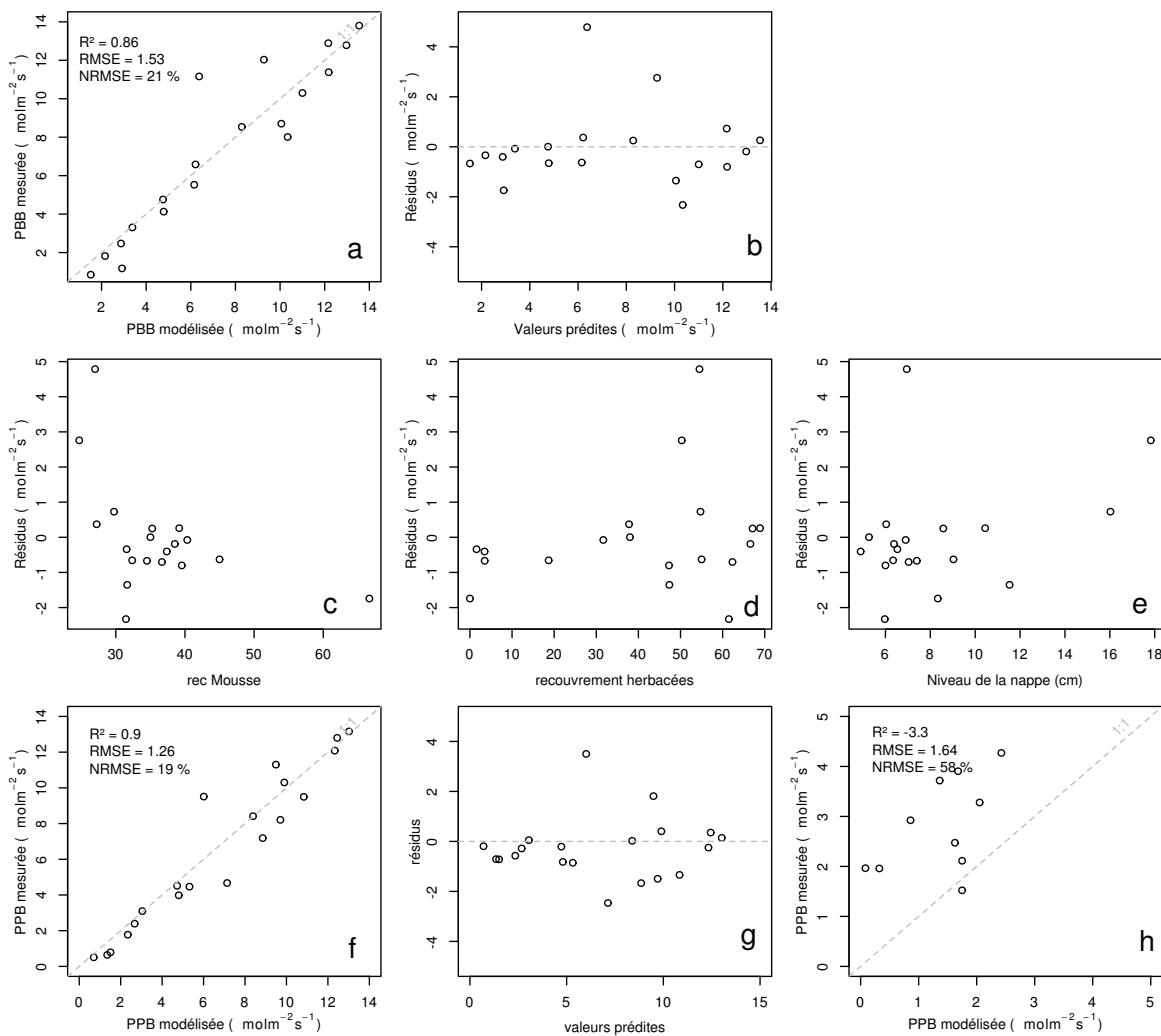


FIGURE 3.13 – PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.3

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.

1170 La Respiration de l'Écosystème

1171 L'estimation de la RE s'effectue avec l'équation :

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

1172 La température de l'air utilisée dans un modèle exponentiel permet d'expliquer 90 %
1173 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
1174 de tendance dans le nuage de point (Figure 3.14-b). L'évaluation de ce modèle montre
1175 une erreur standard de 35 % avec une tendance à sous-estimer les valeurs mesurées.
1176 Une légère tendance, moins claire que pour la PPBsat, est visible entre les résidus et
1177 l'indice de végétation ainsi qu'avec le recouvrement de la strate herbacée. Très souvent
1178 utilisée, la température à -5 cm donne des résultats proche mais moins bons notamment
1179 avec une hétéroscédasticité des résidus (**Fig Annexe ?** nope : M&M). On adapte
1180 l'équation 3.4 pour intégrer le signal de végétation :

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

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

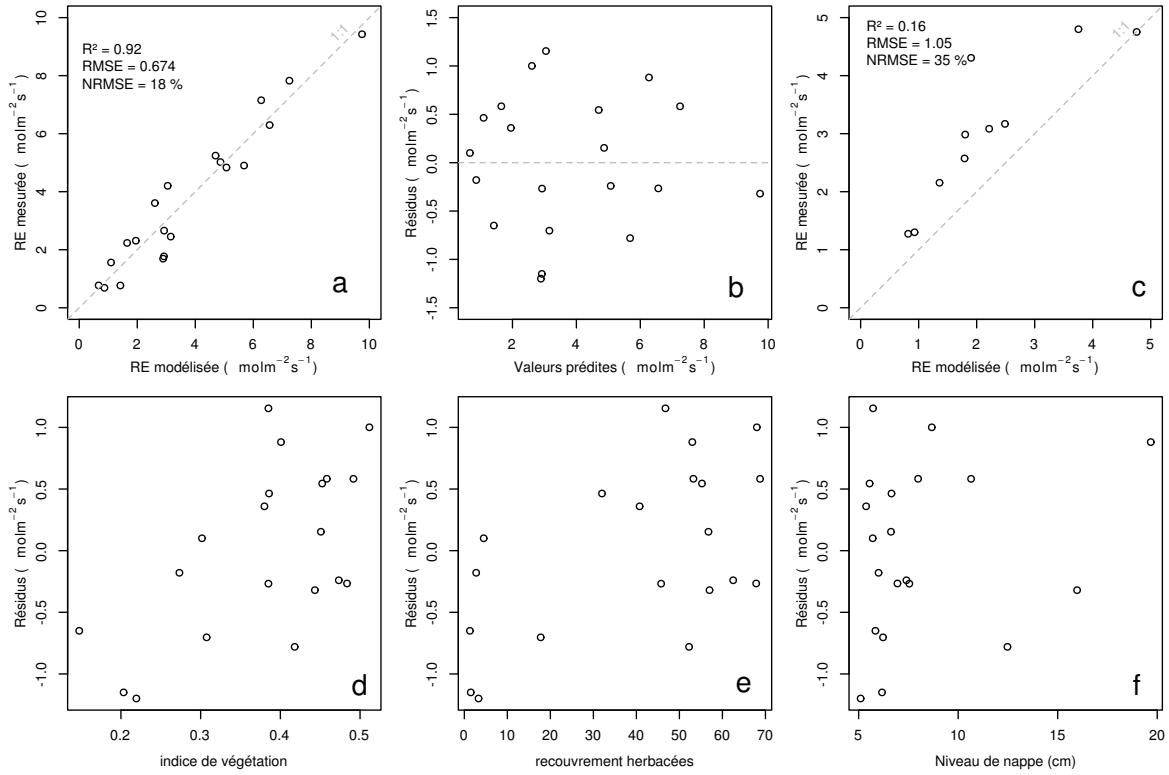


FIGURE 3.14 – RE modèles avec Tair

1182 Les calibrations de ces nouvelles équations sont présentées dans la figure 3.14-a,b et
 1183 3.14-d,e respectivement. Dans les deux cas, l'erreur diminue pour avoisiner 13 %, avec
 1184 des résidus qui se répartissent de façon non-biaisée. L'évaluation de ces deux équations
 1185 montre cependant des différences : D'un côté l'équation 3.5 ne permet pas de diminuer
 1186 l'erreur standard qui vaut 34 %, et est donc très proche des 35 % calculé pour l'évalua-
 1187 tion du modèle n'intégrant pas la végétation. De l'autre l'évaluation de l'équation 3.6
 1188 montre une erreur standard plus faible s'établissant à 23 %. Les paramètres des diffé-
 1189 rentes équations sont présentés dans le tableau 3.1, les modèles RE-1, RE-2, et RE-3
 1190 correspondent respectivement aux équations 3.4, 3.5 et 3.6. À l'inverse de la PPB les
 1191 paramètres des modèles de la RE ont, à l'exception du paramètre c du modèle RE-2,
 1192 une significativité importante et une erreur standard faible.

1193 Le flux de CH₄

1194 Les relations entre les facteurs contrôlant mesurés et le CH₄ sont moins claires que
 1195 celles concernant le CO₂. La corrélation la plus importante est liée à la végétation (R^2

3.3. Résultats

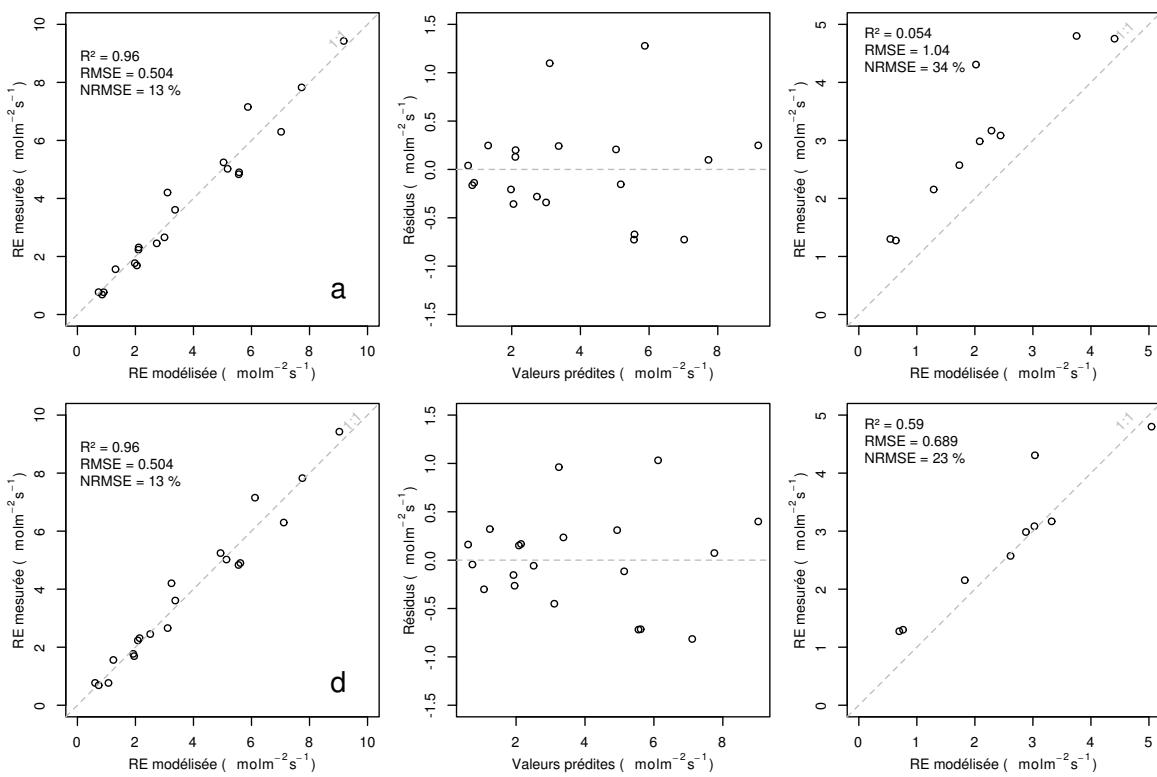


FIGURE 3.15 – RE modèles avec Tair

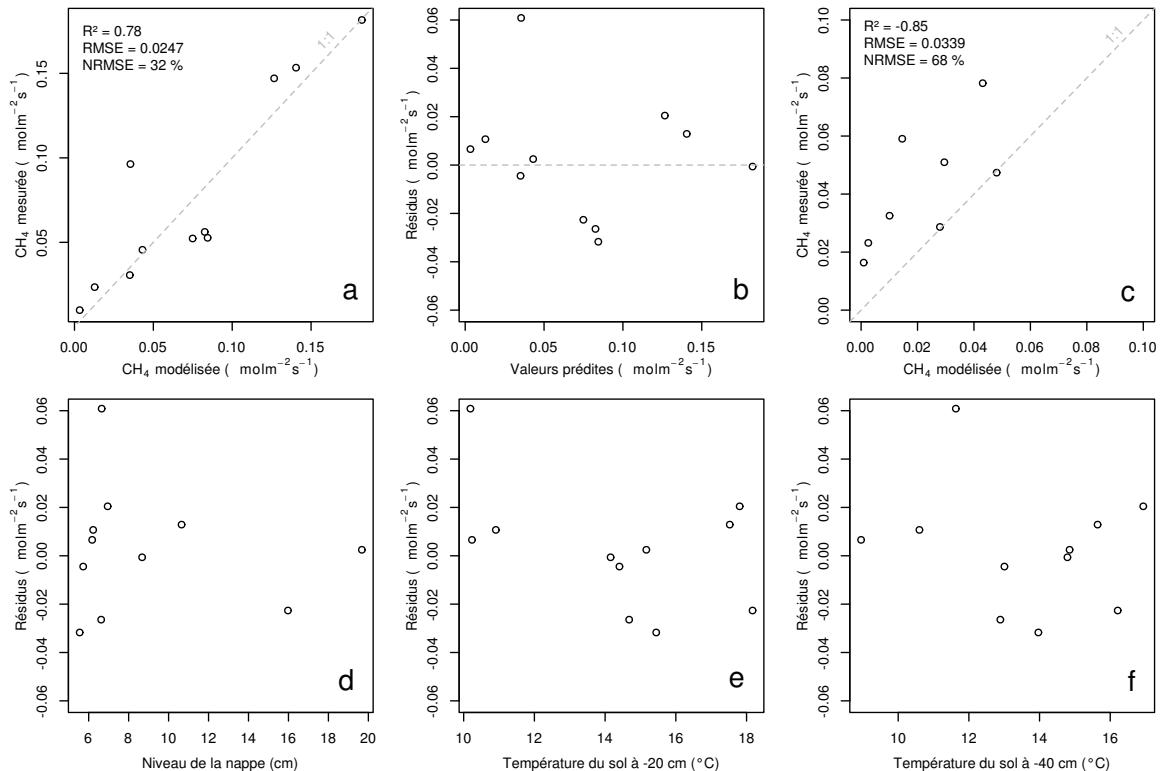


FIGURE 3.16 – CH₄ modèle H

1196 = **XX**,Figure 3.11). le CH₄ est également corrélé avec les températures, faiblement avec
 1197 les températures de surface, mais de manière plus importante avec les températures du
 1198 sol à plus forte profondeur ($R^2 = \text{XX}$,Figure 3.11). Enfin il est anti-corrélé ($R=-0.51$)
 1199 avec le niveau de la nappe. Les relations CH₄ et végétation ont donc pu être modélisées
 1200 avec

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

1201 Avec les données acquises, l'indice de végétation est le meilleur prédicteur (Fi-
 1202 gure 3.16), il explique 78 % de la variabilité du CH₄ avec une erreur standard de 32 %.
 1203 Aucune tendance ne semble se dégager entre les résidus de cette équations et les facteurs
 1204 contrôlant mesurés. L'évaluation de cette équation montre une tendance à sous-estimer
 1205 les flux de CH₄ et une erreur standard qui double par rapport à la phase de calibration
 1206 en atteignant 68 %. Les détails de l'estimation des paramètres de l'équation 3.7 est
 1207 visible dans le tableau 3.1 sous le nom FCH4.

1208 Le COD

1209 3.3.3 Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle 1210 de l'écosystème

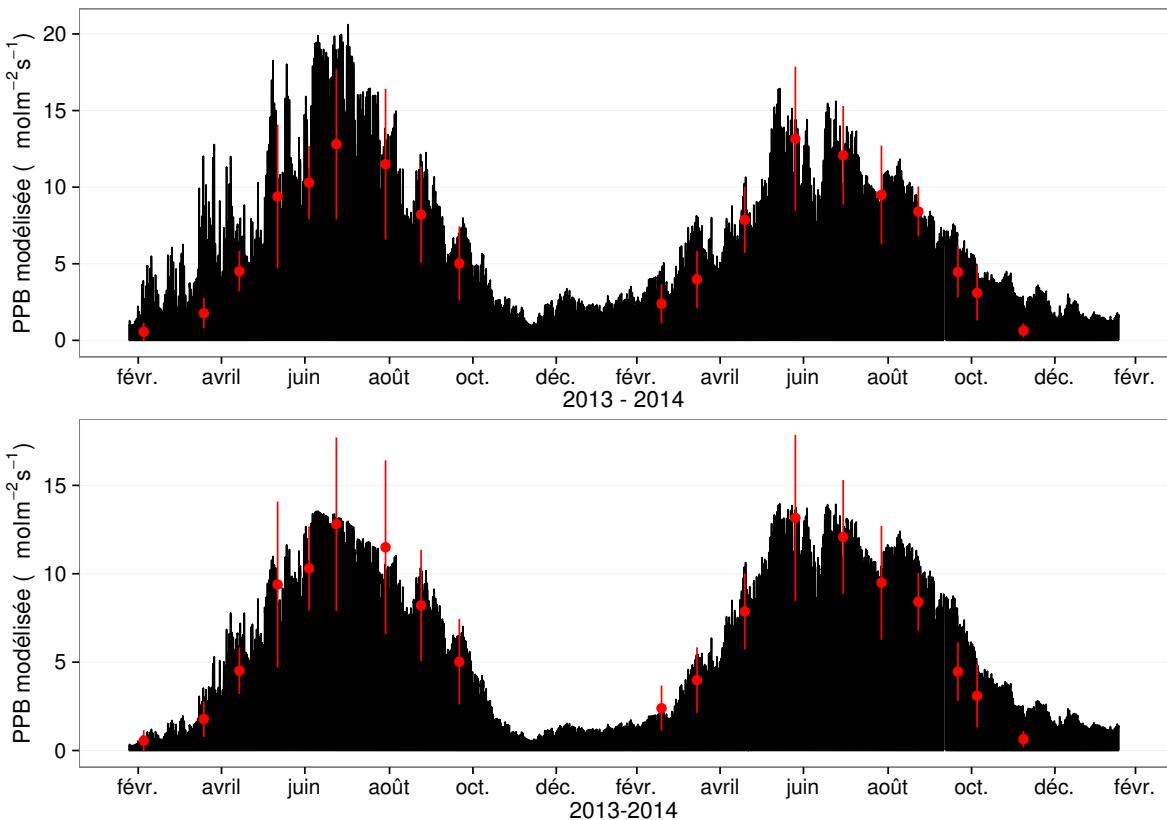
1211 L'interpolation des flux de PPB montrent une variabilité saisonnière proche de
 1212 celle mesurée sur le terrain (Figure 3.17). Les valeurs mesurées les plus grandes (partie
 1213 supérieure de la barre rouge sur la figure 3.17) ne semblent pas atteinte par le modèle
 1214 PPB-2 à l'inverse du modèle PPB-1 (courbes noires sur la figure 3.17). Dans les deux
 1215 cas les modèles semblent sur-estimer la valeur de PPB mesurées fin 2014.

1216 Pour la RE, l'interpolation suit également les variations saisonnières mesurées men-
 1217 suellement (Figure 3.18). Les gammes de valeurs mesurées sont très proche des gammes
 1218 interpolées : les valeurs interpolées fluctuent dans les limites des barres d'erreurs. L'in-
 1219 terpolation des flux de la RE est très proche quel que soit le modèle utilisé (Figure 3.18).
 1220 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

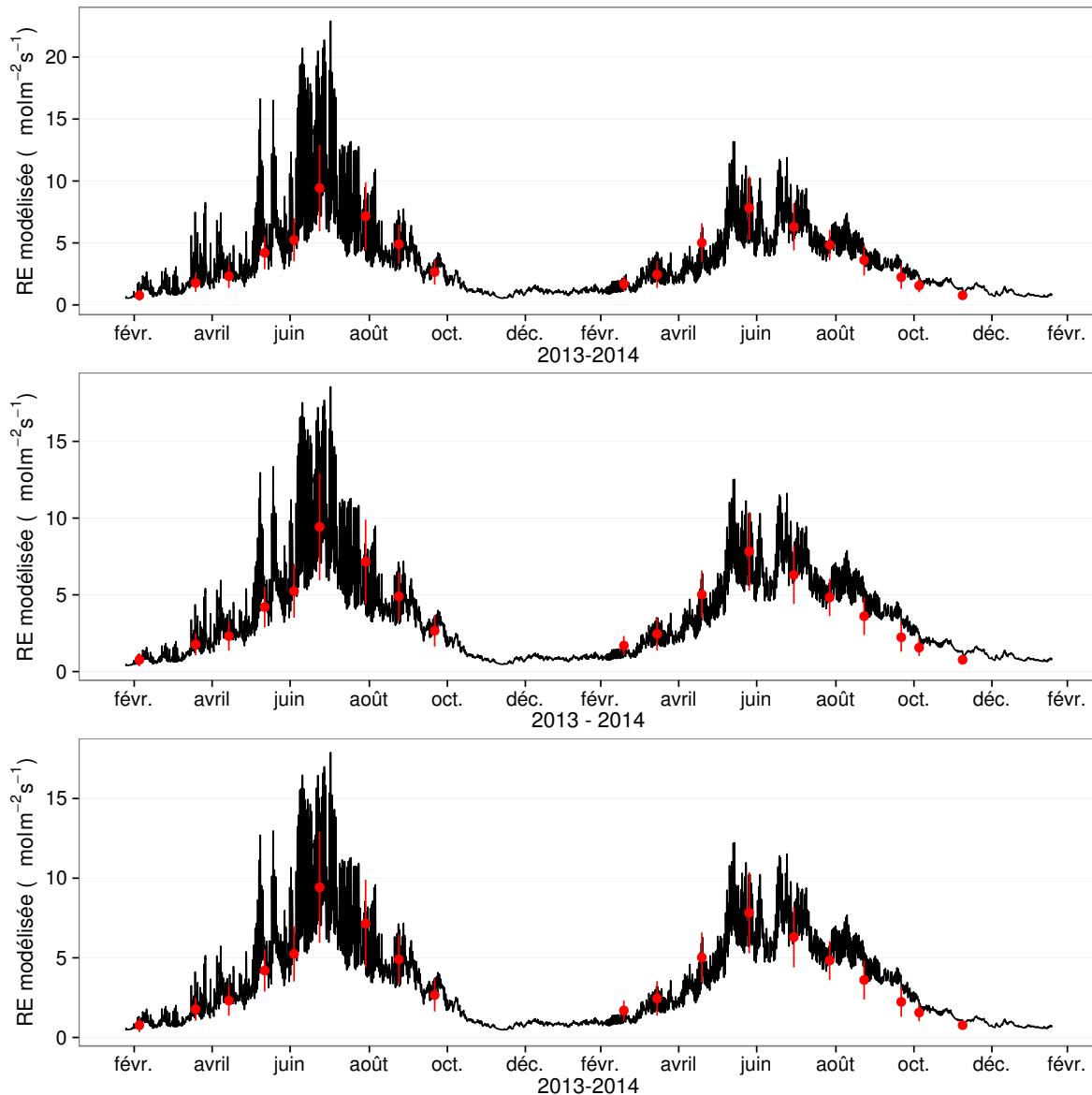


FIGURE 3.18 – Flux de CO₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3

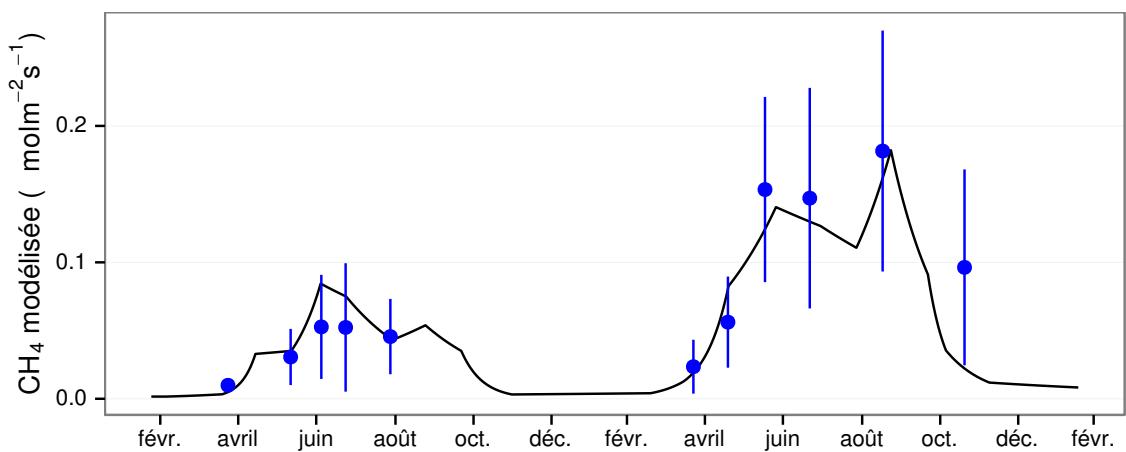


FIGURE 3.19 – Flux de CO₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3

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

1235 la végétation est également visible sur l'estimation de la RE. La prise en compte de la
 1236 végétation (modèles RE-2 et RE-3) conduit à une respiration plus forte en 2014 qu'en
 1237 2013 à l'inverse de RE-1. La différence entre l'estimation de la RE en 2013 et en 2014
 1238 diminue avec l'intégration de la végétation. Elle passe de 102 pour RE-1 à 78 puis
 1239 41 pour RE-2 et RE-3. Malgré ces différences, on observe une grande proximité dans
 1240 les valeurs des flux interpolés sur les 2 années, quel que soit le modèle, avec un écart
 1241 maximum de 25 gC m⁻² an⁻¹.

1242 Les flux de CH₄ estimés ont une erreur importante et sont beaucoup plus faible que
 1243 les flux de la PPB ou de la RE. Le flux de CH₄ est au moins deux fois plus important
 1244 en 2014 qu'en 2013.

1245 Les bilans issus des différentes combinaisons de modèles (à l'exception de RE-3, non
 1246 présenté car très proche de RE-2) varient de -233 gC m⁻² an⁻¹ à +12 gC m⁻² an⁻¹
 1247 stocké dans la tourbière (tableau 3.3). L'intégration de la végétation dans la modélisa-
 1248 tion de PPB fait baisser les bilans de carbone dans le négatif (système source) au-delà
 1249 de -200 gC m⁻² an⁻¹, avec une différence entre les bilans de 220 gC m⁻² an⁻¹ environ.
 1250 La différence sur les bilans quand les modèles de RE utilisent ou non la végétation est
 1251 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					

1252 Évaluation du bilan

1253 L'analyse de sensibilité, consistant à faire varier chaque paramètre des modèles
 1254 de $\pm 10\%$, les combinaisons de modèles PPB-1, PPB-2, RE-1 et RE-3 ont été testé
 1255 (Tableau 3.4). Le modèle RE-2, très proche du modèle RE-3 n'a pas été testé. **Attente**
 1256 **du COD, les valeurs du tableau sont fausse pour le moment**

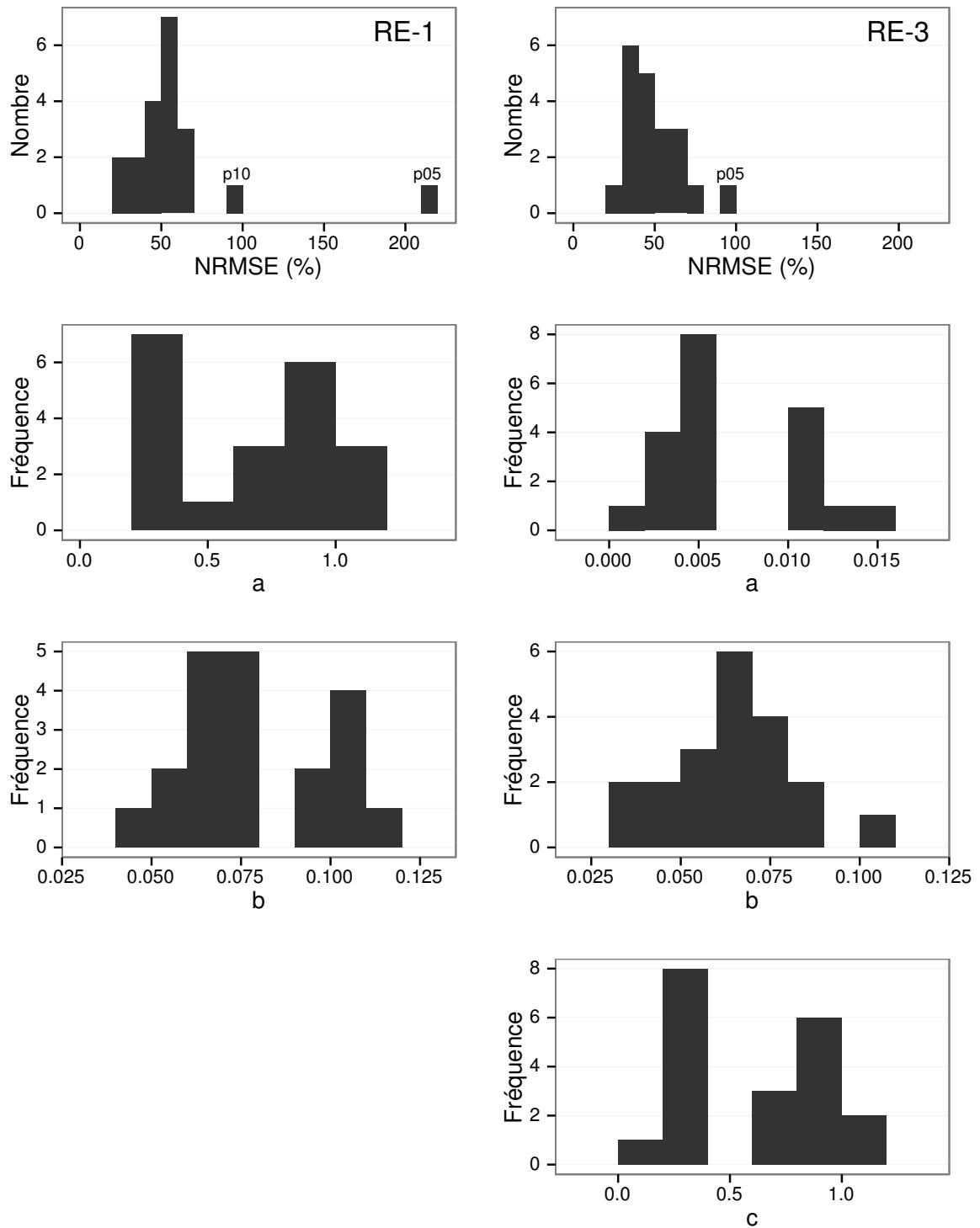


FIGURE 3.20 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres des modèles RE-1 et RE-3

3.3. Résultats

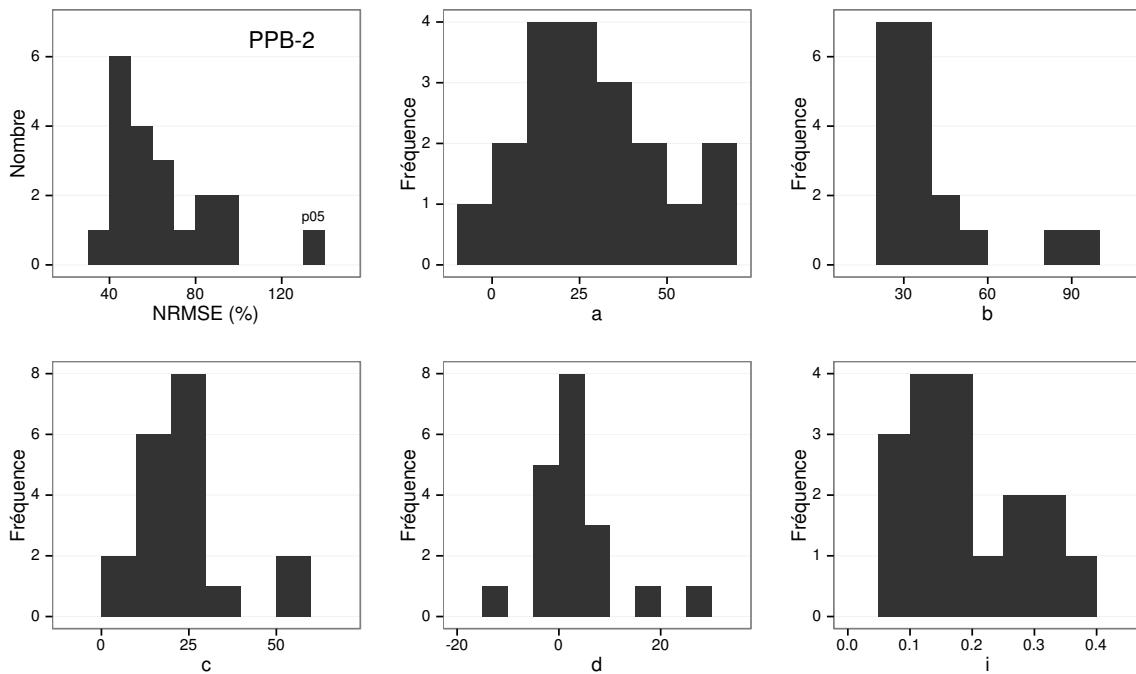


FIGURE 3.21 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2

¹²⁵⁷ 3.3.4 Variabilité spatiale du bilan

¹²⁵⁸ Représentativité locale

¹²⁵⁹ La classification hiérarchique a permis de distinguer 4 groupes de végétation (Fi-
¹²⁶⁰ gure 3.22). Dans le premier groupe, la strate muscinale est majoritaire avec un re-
¹²⁶¹ couvrement moyen de 91 %, moins de 35 et 15 % de recouvrement pour les herbacées
¹²⁶² et les arbustes respectivement. Le deuxième groupe est le plus homogène avec un re-
¹²⁶³ couvrement moyen des strates muscinale et arbustive de 63 et 58 % chacune. C'est
¹²⁶⁴ également le groupe où il y a de moins d'herbacées avec un recouvrement de 24 %. La
¹²⁶⁵ strate herbacée est majoritaire dans le troisième groupe avec un recouvrement moyen
¹²⁶⁶ de 63 %, la strate arbustive y est peu présente (19 % en moyenne) et la strate mus-
¹²⁶⁷ cinale y est pour ainsi dire absente (1 %). La strate muscinale est également absente,
¹²⁶⁸ ou presque, dans le groupe quatre (1 %). Groupe dans lequel la strate arbustive est
¹²⁶⁹ majoritaire avec de 65 % de recouvrement moyen, et la strate herbacée avec 33 %.

¹²⁷⁰ Les bilans de CO₂ calculés par groupe de végétations sont présentés dans le ta-

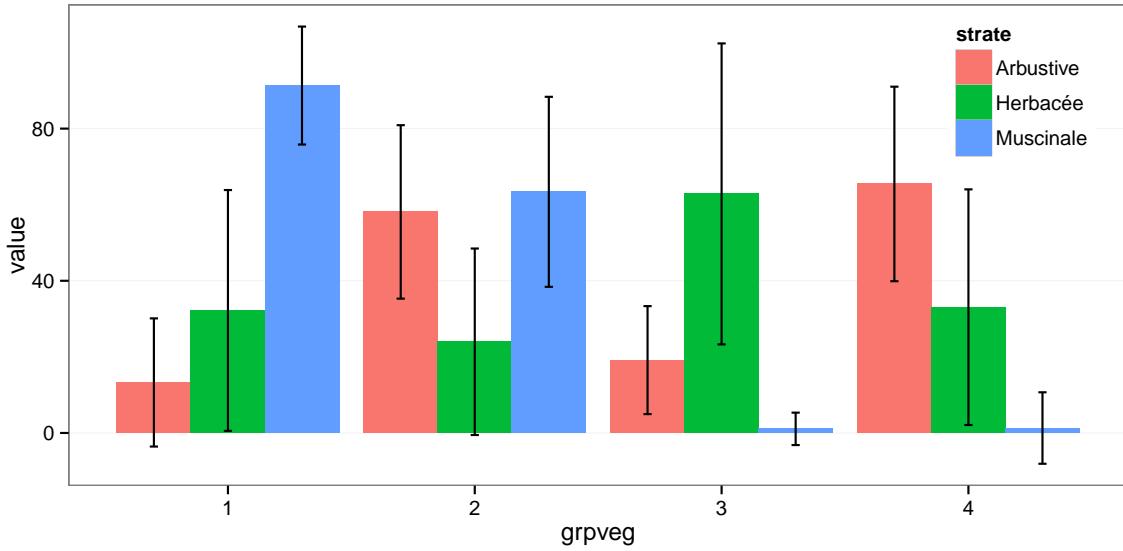


FIGURE 3.22 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2

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

1280 Modélisation par placette

1281 Corrélation avec facteurs contrôlant

1282 3.4 Discussion

1283 3.4.1 Estimations des flux

1284 PPB

1285 L'estimation des flux de PPB, est comprise entre 957 et 1322 gC m⁻² an⁻¹ selon
1286 l'année et le modèle utilisé. Ces valeurs sont très élevées comparées à des tourbières
1287 boréales comme celles étudiées par ([Trudeau et al., 2014](#)) ou encore ([Peichl et al., 2014](#))
1288 dont les valeurs de PPB sont respectivement comprise entre 123 et 131 gC m⁻² an⁻¹
1289 et entre 203 et 503 gC m⁻² an⁻¹. Une première hypothèse permettant d'expliquer une
1290 telle différence, est la différence entre les températures moyennes sur les sites. -4,3 °C
1291 et 1,2 °C respectivement pour [Trudeau et al. \(2014\)](#) et [Peichl et al. \(2014\)](#). Ces tem-
1292 pératures sont bien plus faible pour les sites des études pré-citées que sur la tourbière
1293 de La Guette. Une seconde hypothèse, qui n'exclue pas la première, serait la com-
1294 position végétale de ces sites. La tourbière de La Guette envahie par une végétation
1295 vasculaire, notamment herbacée, est plus proche d'une prairie tourbeuse que d'une tour-
1296 bière boréale. En effet les valeurs observées à La Guette sont comparables à ce type
1297 d'écosystèmes. [Jacobs et al. \(2007\)](#) estiment des valeurs de PPB comprises entre 400 et
1298 2000 gC m⁻² an⁻¹ avec une moyenne de 1300 gC m⁻² an⁻¹ dans des prairies tourbeuses
1299 hollandaises. Sur des écosystèmes similaires, au Danemark, ([Görres et al., 2014](#)) trouve
1300 des valeurs de PPB plus importantes encore, entre 1555 et 2590 gC m⁻² an⁻¹. Il appa-
1301 rait cohérent que la tourbière de La Guette, par sa position géographique, et donc le
1302 climat qu'elle subit, mais également par sa problématique d'envahissement important
1303 par une végétation vasculaire notamment herbacée, s'approche en termes de flux de
1304 site tourbeux drainés pour les utiliser comme prairie.

1305 Le modèle PPB-1 a une incertitude importante sur l'estimation de ses paramètres.
1306 L'apport de l'indice de végétation dans l'estimation de la PPB est important lors de la
1307 phase de calibration. Il permet de diminuer l'incertitude sur les paramètres du modèles,
1308 d'augmenter leur significativité et d'améliorer la représentativité des données mesurées.
1309 L'intégration de la végétation aux modèles d'estimation de la PPB est rarement réalisé
1310 ([Bortoluzzi et al., 2006; Görres et al., 2014](#)), probablement à cause de la difficulté à
1311 prendre en compte ce signal aux sources multiples. Malgré cette amélioration lors de la
1312 calibration, lorsqu'il est évalué sur un jeu de données indépendant, le modèle PPB-2 à
1313 une erreur standard plus importante que celle du modèle PPB-1. L'apport de cet indice
1314 dans l'estimation de la PPB n'est donc pas généralisable. Bien que rarement faite à
1315 cause de la rareté des données, l'évaluation des modèles est cependant d'un intérêt
1316 majeur afin de confirmer ou d'infirmer l'apport de l'ajout d'un prédicteur à un modèle,
1317 particulièrement si l'on souhaite l'extrapoler.

1318 Les différences observées selon la façon d'estimer la PPB peuvent paraître impor-
1319 tante, néanmoins elles sont du même ordre de grandeur que celle rencontré par [Worrall](#)
1320 *et al.* ([2009](#)) qui compare différentes façons de modéliser des flux de gaz avec des équa-
1321 tions différentes (et non pas juste des variations sur un type de modèle). Ces différences
1322 sont également liées à l'importance des flux qui font que, surtout dans le cas de mo-
1323 dèles exponentiels, de faibles variations peuvent avoir des effets importants comme en
1324 témoigne l'analyse de sensibilité des paramètres du modèle ([Tableau 3.4](#)).

1325 **Discussion 2013-2014 ?** Dans le détail l'intégration de l'indice de végétation à un
1326 effet beaucoup plus important en 2013, avec un flux qui diminue de $365 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$,
1327 qu'en 2014 où la baisse n'est que de $74 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$.

1328 RE

1329 De la même façon que pour la PPB, les flux de la RE sont important si on les
1330 compare à des tourbières boréales et s'approchent davantage des flux mesurés dans
1331 les prairies sur sols tourbeux. La Re sur la tourbière de La Guette, comprise entre
1332 1232 et 1337 $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ est plus importante que celle observée par ([Peichl et al.](#),

3.4. Discussion

1333 2014; Trudeau *et al.*, 2014) (pour reprendre les études citées précédemment) qui s'éta-
1334 blissent respectivement entre 137 et 443 gC m⁻² an⁻¹ et 206 et 234 gC m⁻² an⁻¹. Elles
1335 sont en revanche plus faible que celle mesurées par (Jacobs *et al.*, 2007), entre 500 et
1336 2000 gC m⁻² an⁻¹, ou par (Görres *et al.*, 2014) : entre 2070 et 3500 gC m⁻² an⁻¹.

1337 À l'inverse de la PPB, l'intégration de la végétation pour modéliser la RE n'amé-
1338 liore que peu l'estimation de la RE lors de la phase de calibration : la différence entre
1339 les valeurs d'erreur standard est de 5 %. En revanche lors de la phase d'évaluation,
1340 l'utilisation du recouvrement des herbacées semble améliorer l'estimation de façon plus
1341 importante avec une différence de 11 % entre les valeurs d'erreur standard. Contraî-
1342 rement à la PPB la différence apportée par l'intégration de la végétation (RE-2 ou
1343 RE-3) est du même ordre de grandeur en 2013 et en 2014. Sur les 2 années, l'effet
1344 de l'intégration de la végétation est limité avec une différence de 25 gC m⁻² an⁻¹ au
1345 maximum (entre ER-1 et ER-3), soit moins de 2 % du flux. Encore une fois l'intérêt
1346 de l'évaluation est mis en avant puisqu'il permet de distinguer des modèles très proche
1347 lors de la calibration.

1348 Les incertitudes sur l'estimation des paramètres RE sont beaucoup moins impor-
1349 tante que celle de la PPB. L'estimation des paramètres des modèles, à l'exception du
1350 paramètre c du modèles RE-2, ont une p-value inférieure à 0.05. L'erreur calculée lors
1351 de l'évaluation de ces modèles, si elle augmente par rapport à la calibration, reste
1352 faible particulièrement pour le modèle RE-3 où elle vaut moins de 25 %. La RE semble
1353 donc mieux contrainte que la PPB, avec une estimation des paramètres fiable et une
1354 différence entre les estimations issues des modèles limitée.

1355 CH₄

1356 Les flux de CH₄ sont faibles comparés aux flux de CO₂. Les valeurs mesurées sont
1357 plus forte que celles mesurés entre 0 et 0,03 μmol m⁻² s⁻¹ par Bortoluzzi *et al.* (2006).
1358 Pour 2013 les valeurs mesurées sont proches de celle mesurée par Long *et al.* (2010).
1359 L'absence d'étiage en 2014 explique peut-être le doublement des flux... (**Réf needed**)

1360 La faible relation observée entre le niveau de la nappe et les flux de méthane va dans

1361 le même sens que les observations faites par Trudeau *et al.* (2012) et (à développer, de
1362 ref ds trudeau2012)

1363 **COD**

1364 **3.4.2 Estimations des bilans**

1365 D'une manière générale, les bilans sont principalement contraints par les flux de
1366 CO₂, le CH₄ ne jouant qu'un rôle marginal en termes de quantité de carbone. Ces ob-
1367 servations sont cohérentes avec d'autres études comme Bortoluzzi *et al.* (2006); Worrall
1368 *et al.* (2009). La forte variabilité entre les différents bilans est à attribuer en grande
1369 majorité à l'erreur sur l'estimation du flux de PPB.

1370 Selon le bilan considéré, la tourbière de La Guette stocke de faible quantité de C
1371 de l'ordre d'une dizaine de grammes par mètre carré, ou émet du carbone dans l'at-
1372 mosphère de l'ordre de XXà plus de 200 gC m⁻² an⁻¹. Les estimations sont cohérentes
1373 avec le fait que la tourbière de La Guette a subie un drainage à l'aval (fossé de la
1374 départementale 926) induisant un envahissement par une végétation vasculaire.

1375 **3.4.3 Sensibilité et limitations du bilan**

1376 Les incertitudes les plus fortes du bilan sont sur les flux de CH₄ avec une erreur
1377 standard de 32 % lors de la calibration et de 68 % lors de la validation. Cette différence
1378 importante montre que l'estimation des flux de CH₄ à l'aide de l'indice de végétation
1379 à permis l'estimation de sa contribution au bilan de carbone de l'écosystème pour les
1380 années 2013 et 2014, mais que son utilisation dans d'autre conditions (année sèche,
1381 haute MAT) est fortement limité. L'importance faible du CH₄ dans le bilan de carbone
1382 de la tourbière rend ces erreurs moins critiques que celles faites sur l'estimation de la
1383 PPB. Les incertitudes importantes sur la PPB, sont mises en évidence par les fortes
1384 variations des flux interpolés selon l'équation utilisée. Elles sont la source des variations
1385 observées en termes de bilan. L'ajout d'un indice de végétation diminue d'incertitude
1386 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 $25 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$.

1390 sensibilité du bilan au variation des paramètres

1391 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)

1398 3.4.4 Représentativité locale du modèle

1399 Distribution des paramètres

1400 Pourquoi certaines placette mieux que d'autres

1401 Concernant la respiration la représentativité locale des modèles calibrés à l'échelle
1402 de l'écosystème semble plus homogène pour le modèle RE-3 que pour le modèle RE-1.

1403 Une telle comparaison entre PPB-1 et PPB-2 n'a pas été possible car vu le faible
1404 nombre de données et la qualité relative des modèles PPB par rapport aux modèles
1405 RE, peu de modèles sont parvenus à converger pour PPB-1 (11 sur 20 placettes) et
1406 pour PPB-2 (17 sur 20 placettes).

1407 3.4.5 Variation du bilan avec la végétation

1408 Le calcul des bilans avec les groupes de végétation permet de mettre en évidence
1409 des comportements différents des flux selon la végétation majoritaire. Ainsi le groupe 3
1410 dans lequel la strate herbacée est la plus importante est celui où la PPB est la plus forte.
1411 Ce point semble en cohérence avec la croissance annuelle importante des herbacées. À
1412 l'inverse le groupe 1 dans lequel la strate muscinale est la plus importante est également
1413 le groupe pour lequel la PPB est la plus faible. (Réf needed)

₁₄₁₄ Pour la RE, ce sont les groupes 3 et 4 qui ont les flux estimés les plus importants
₁₄₁₅ avec une différence d'environ $200 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ avec les deux autres groupes. Malgré
₁₄₁₆ leurs différences, le groupe 2 possède une strate muscinale importante alors qu'elle est
₁₄₁₇ absente dans le groupe 3, ils ont en commun d'avoir une strate arbustive importante.

₁₄₁₈ **3.4.6 perspectives**

₁₄₁₉ cartographie ?

¹⁴²⁰ 4 Effets de l'hydrologie sur les flux de GES

¹⁴²¹

¹⁴²²	4.1 Introduction	¹⁴²³ 92
¹⁴²⁴	4.2 Procédure expérimentale	¹⁴²⁵ 93
¹⁴²⁶	4.2.1 Expérimentation A	¹⁴²⁷ 94
¹⁴²⁸	4.2.2 Expérimentation B	¹⁴²⁹ 94
¹⁴³⁰	4.2.3 traitement	¹⁴³¹ 95
¹⁴³²	4.3 Résultats	¹⁴³³ 96
¹⁴³⁴	4.3.1 Expérimentation A	¹⁴³⁵ 96
¹⁴³⁶	4.3.2 Expérimentation B	¹⁴³⁷ 99
	4.3.3 tendances générales	102
¹⁴³⁸	4.4 Discussion	¹⁴³⁹ 102
¹⁴⁴⁰	4.4.1 Comparaison aux mesures <i>in-situ</i>	¹⁴⁴¹ 102
¹⁴⁴²	4.4.2 Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz	¹⁴⁴³ 104
¹⁴⁴⁴	4.4.3 Effet cycles multiples	¹⁴⁴⁵ 105

¹⁴³⁸ 4.1 Introduction

¹⁴³⁹ Au cours des deux années qu'ont duré les suivis des émissions de flux de CO₂ et
¹⁴⁴⁰ de CH₄ sur la tourbière de La Guette, le niveau de la nappe n'a que très faiblement
¹⁴⁴¹ varié comparé aux années précédentes bien plus sèches. En conséquence de cette faible
¹⁴⁴² variation peu de variations des flux ont pu y être relié. Malgré tout il est connu que
¹⁴⁴³ l'hydrologie est un facteur contrôlant important des flux.

¹⁴⁴⁴ Ainsi de nombreuses études ont reliées les émissions de CO₂ au niveau de la nappe
¹⁴⁴⁵ avec, cependant, des résultats et des conclusions variables. La majorité des études
¹⁴⁴⁶ montrent qu'une tourbière dont le niveau de la nappe est abaissé, soit par un drainage,
¹⁴⁴⁷ soit par une sécheresse, aura tendance à avoir un ENE plus faible : Ainsi [Strack et](#)
¹⁴⁴⁸ [Zuback \(2013\)](#) expliquent des valeurs d'ENE plus faibles qu'escompté, par des mesures
¹⁴⁴⁹ faites pendant une période relativement sèche. Une observation similaire est faite par
¹⁴⁵⁰ [Aurela et al. \(2007\)](#) qui mesure un ENE plus faible lors d'une année sèche, sur une
¹⁴⁵¹ tourbière à Carex du sud de la Finlande. Ils attribuent la variation de l'ENE à une
¹⁴⁵² augmentation de la RE et à une baisse de la PPB, dans des conditions plus chaudes
¹⁴⁵³ et plus sèches. [Peichl et al. \(2014\)](#) observent également une baisse de l'ENE lors d'une
¹⁴⁵⁴ année où le niveau de la nappe baisse de façon importante, au delà de -30 cm. Ils
¹⁴⁵⁵ expliquent cette baisse par une baisse de la PPB. Cette observation va dans le même
¹⁴⁵⁶ sens que [Lund et al. \(2012\)](#) qui, lors de l'étude d'une tourbière située au sud de la suède,
¹⁴⁵⁷ observent en 2008 une baisse de l'ENE. Les mesures de RE faites cette année là étant
¹⁴⁵⁸ similaires à celles effectuées les autres années, ils lient cette baisse à une diminution
¹⁴⁵⁹ de la PPB. En 2006, sur la même tourbière, [Lund et al. \(2012\)](#) observent une autre
¹⁴⁶⁰ baisse de l'ENE. Mais cette fois, les mesures de PPB à leur tour similaires à celle
¹⁴⁶¹ des autres années n'expliquent pas cette baisse. À l'inverse de 2008, cette baisse est
¹⁴⁶² expliqué par une augmentation de la RE Ce paradoxe apparent est interprété grâce
¹⁴⁶³ au type de sécheresse : courte et intense pendant la saison de végétation de 2006 et
¹⁴⁶⁴ d'intensité plus faible mais d'une durée plus longue en 2008. Enfin et à l'inverse des

1465 résultats précédemment cités, Ballantyne *et al.* (2014) dans une étude des effets à long
 1466 terme d'une baisse du niveau de la nappe, n'observe que peu d'effet sur l'ENE tandis
 1467 que les flux de RE et de PPB augmentent tous deux. Toutes ces études montrent que
 1468 si le niveau de la nappe est incontestablement reconnu comme un facteur de contrôle
 1469 des flux de CO₂, il est difficile d'en dégager, avec certitude, un comportement valable
 1470 de façon générale.

1471 Concernant le méthane, une baisse du niveau de la nappe est généralement liée à
 1472 une baisse des émissions de CH₄, et inversement (Strack *et al.*, 2006; Pelletier *et al.*,
 1473 2007; Turetsky *et al.*, 2008). Cependant d'autres études, principalement dans des sites
 1474 où le niveau de la nappe est proche de la surface du sol, montrent une absence de
 1475 relation entre le niveau de la nappe et les émissions de méthane, voire une relation
 1476 inverse, avec des flux plus faibles liés à des niveaux de nappe plus élevés (Kettunen
 1477 *et al.*, 1996; Bellisario *et al.*, 1999; Treat *et al.*, 2007). Là encore selon les conditions
 1478 environnementales, la relation entre les flux de CH₄ et le niveau de la nappe n'est pas
 1479 aisément généralisable.

1480 L'objectif de ce chapitre est donc d'explorer plus en avant l'effet du niveau de la
 1481 nappe sur les émissions de GES, effet peu ou pas visible *in-situ*. Plus précisément il
 1482 s'agit de déterminer l'effet de cycles de dessication/ré-humectation sur les émissions de
 1483 CO₂ et de CH₄.

1484 4.2 Procédure expérimentale

1485 L'étude des cycles de dessication/ré-humectation s'est effectué sur des mésocosmes,
 1486 prélevés sur la tourbière de La Guette. L'expérimentation a été testé durant l'été 2013
 1487 avec un seul cycle relativement long, on s'y référera par la suite comme l'expérimenta-
 1488 tion A. Cette expérimentation a été renouvelée l'été 2014 afin d'augmenter à trois le
 1489 nombre de cycles, ceux-ci étant plus court. On appellera cette seconde expérimentation,
 1490 l'expérimentation B (Tableau 4.1).

1491 4.2.1 Expérimentation A

1492 Le 12 avril 2013, ont été prélevés, sur la tourbière de La Guette 6 mésocosmes. Le
1493 prélèvement de mésocosmes s'effectue à l'aide de cylindres de PVC qui, dans un premier
1494 temps, posé sur le sol, permettent de faire un pré-découpage au couteau, puis dans un
1495 second temps sont insérés, délicatement, dans la tourbe. Les mésocosmes sont finale-
1496 ment dégagés en creusant de chaque côté (Figure 4.1). Les mésocosmes sont transportés
1497 au laboratoire où ils sont enterrés en extérieur et saturé en eau (eau prélevée dans la
1498 tourbière), afin que leur conditions hydrologique de départ soient les plus proche pos-
1499 sible (Figure 4.2). Trois mésocosmes sont choisi pour servir de contrôle, et trois vont
1500 subir un cycle de dessication/ré-humectation. À partir du 31 mars 2013 les précipita-
1501 tions ont été interceptées à l'aide d'abri bâchés installable rapidement en cas de pluie
1502 et la nuit. Ces interceptions ont été faites jusqu'au 17 juillet dans les 3 mésocosmes
1503 traités pour simuler une sécheresse. À cette date de l'eau est ajouté aux mésocosmes,
1504 que ce soit les contrôles ou les traitements, pour simuler de fortes précipitations.

1505 4.2.2 Expérimentation B

1506 Le 17 avril 2014, 6 nouveaux mésocosmes ont été prélevés sur la tourbières de La
1507 Guette et installé près du laboratoire, en suivant le même protocole que pour l'expéri-
1508 mentation A. Une station météo a été installée à côté des mésocosmes afin de mesurer
1509 la température de l'air, l'humidité relative, l'irradiation solaire, la vitesse et la direction
1510 du vent et les précipitations toutes les 15 minutes. Cette station permettait également
1511 l'enregistrement des températures mesurées par des sondes (T107) installées à -5, -10,
1512 et -20 cm. Les conditions météorologiques moins ensoleillée qu'en 2013 et l'objectif de
1513 suivre plusieurs cycles de dessication/réhumectation ont nécessité la mise en place
1514 d'un abaissement manuel du niveau de la nappe. Pendant les phases d'assèchement les
1515 niveaux de nappes des placettes traitées étaient donc abaissés en moyenne de 2,5 cm
1516 par jour. Le premier cycle de dessication/réhumectation dura du 30 juin au 6 juillet
1517 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

¹⁵¹⁸ Le deuxième cycle dura du 17 au 28 juillet et du 29 juillet au 3 aout, Enfin le dernier
¹⁵¹⁹ cycle fut mesuré du 4 au 11 aout pour la dessication et du 12 au 14 aout pour la
¹⁵²⁰ réhumectation.

¹⁵²¹ 4.2.3 traitement

¹⁵²² Les flux sont moyennés par jour de mesure.

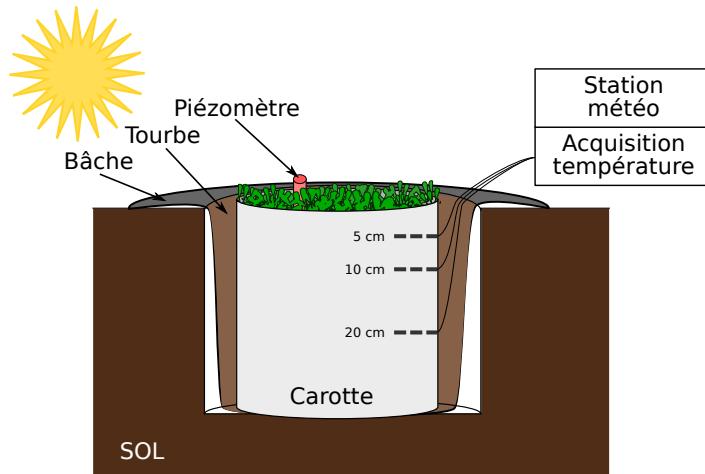


FIGURE 4.2 – Schéma d'un mésocosme

¹⁵²³ 4.3 Résultats

¹⁵²⁴ 4.3.1 Expérimentation A

¹⁵²⁵ Pendant la phase de dessication de l'expérimentation A, on observe une baisse du
¹⁵²⁶ niveau de la nappe pour les placettes contrôles comme pour les placettes traitements
¹⁵²⁷ (Figure 4.3–A). Malgré tout leur comportement est différent : les placettes contrôles ont
¹⁵²⁸ un niveau de nappe relativement élevé jusqu'au 24 juin puis ce niveau baisse fortement
¹⁵²⁹ alors que les placettes du groupe traité ont un niveau de nappe qui diminue de façon
¹⁵³⁰ plus continue sur l'ensemble de la phase. La remontée du niveau de la nappe s'effectue
¹⁵³¹ de façon similaire pour les deux groupes. Enfin après la phase de ré-humectation, le
¹⁵³² niveau de la nappe baisse à nouveau, plus rapidement pour le groupe traitement que
¹⁵³³ pour le groupe contrôle.

¹⁵³⁴ Les émissions de CH_4 , s'étendant de 0 et $0,3 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, sont relativement si-
¹⁵³⁵ milaires entre les deux groupes jusqu'au 24 juin 2013, date à partir de laquelle ils
¹⁵³⁶ commencent à diverger (Figure 4.3–B). À cette date les émissions du groupe contrôle
¹⁵³⁷ augmentent rapidement pour atteindre $0,55 \pm 0,31 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ tandis que celles du
¹⁵³⁸ groupe traité restent stable. Finalement mi-juillet, à la fin de la phase de dessicca-
¹⁵³⁹ tion les deux groupes retrouvent des niveaux d'émission similaires compris entre 0,1 et

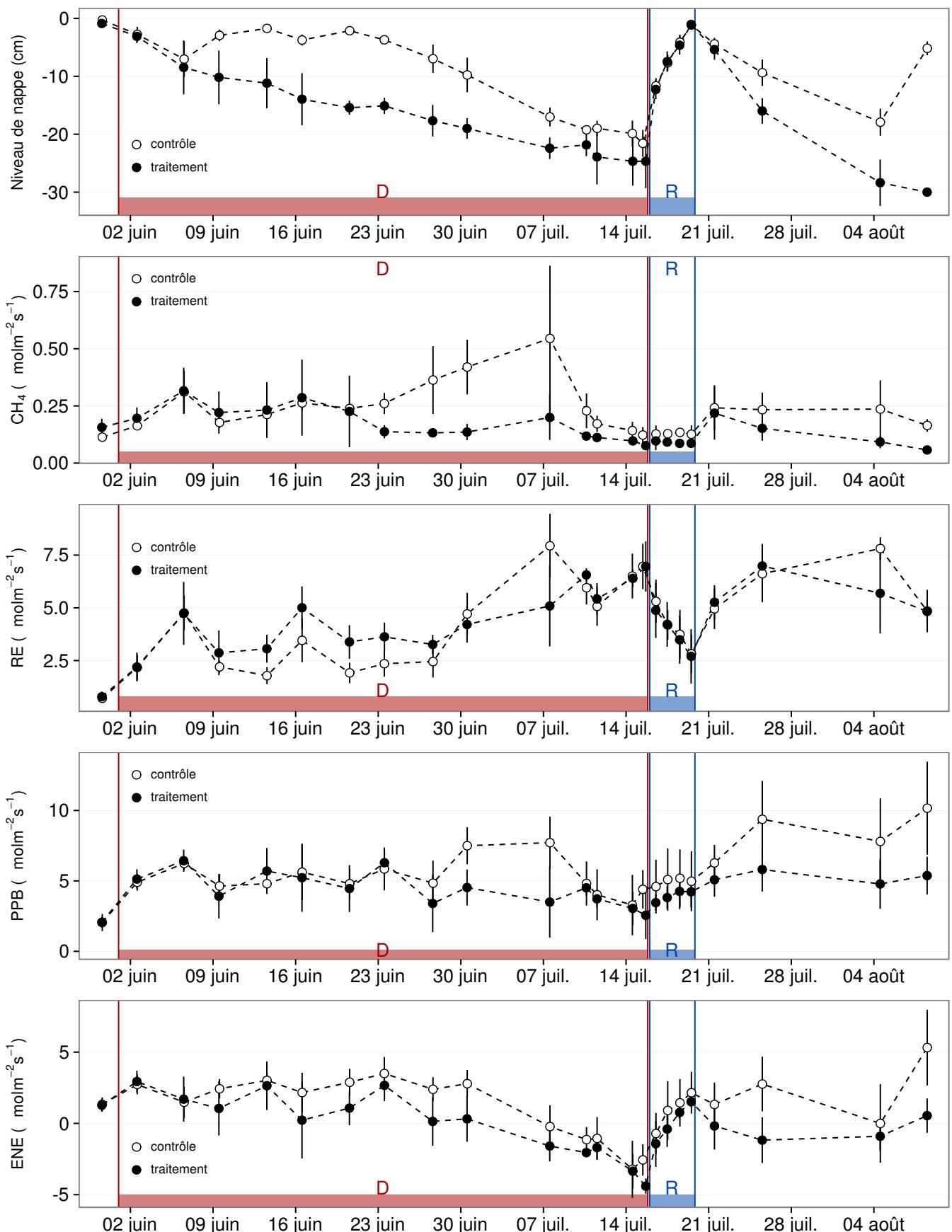


FIGURE 4.3 – Expérimentation A : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, CH_4 , RE, PPB, ENE en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent à la phase de dessiccation (D) en rouge et à la phase de réhuméction (R) en bleu.

4.3. Résultats

1540 0,2 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Ces niveaux restent constant pendant toute la phase de réhumecta-
1541 tion, avant d'augmenter légèrement par la suite ; ils ne dépassent pas 0,25 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1542 mais franchissent la barre des 0,2 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

1543 Pendant la phase de dessication, les valeurs de la RE tendent à augmenter quel
1544 que soit le groupe de placettes considéré (Figure 4.3–C). Ces valeurs inférieures à
1545 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
1546 mi-juillet, avant la réhumectation. Dans le détail cependant les deux groupes ne se
1547 comportent pas de la même façon : la RE du groupe traité augmente régulièrement
1548 pendant l'ensemble de cette phase, tandis que les valeurs du groupe de contrôle res-
1549 tent, dans un premier temps, stable jusqu'à fin juin. La RE de ce groupe vaut alors
1550 $2,45 \pm 0,75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ contre $3,26 \pm 0,46 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour le groupe traité. Cet
1551 écart, pouvant varier dans le temps, étant installé depuis le 9 juin. À partir de dé-
1552 but juillet, les valeurs de RE du groupe de contrôle augmentent fortement dépas-
1553 sant les valeurs du groupe traité. La RE de ce groupe atteint alors un maximum à
1554 $7,93 \pm 1,52 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ le 8 juillet avant de retrouver des valeurs proche de celles ob-
1555 servées dans le groupe traité. Cette augmentation brusque correspond temporellement
1556 à celle observée, pour le même groupe, dans les flux de CH₄. Lors de la phase de réhu-
1557 mectation, les flux de RE diminuent de façon très similaire pour les deux groupes ou
1558 ils atteignent un minimum proche de 2,75 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Ce minimum reste cependant
1559 plus élevé que les valeurs mesurées initialement. Après la phase de réhumectation, les
1560 flux des deux groupes restent relativement proches pendant le reste des mesures, où ils
1561 remontent à mesure que le niveau de la nappe diminue à nouveau.

1562 Pour les deux groupes, les flux de PPB restent relativement stables pendant la
1563 phase de dessiccation (Figure 4.3–D). Jusqu'au 24 juin, les flux des deux groupes sont
1564 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
1565 moyenne pour les deux groupes). Après cette date, et comme pour le CH₄ et la RE,
1566 les valeurs de la PPB du groupe de contrôle augmentent et s'écartent de celles me-
1567 surées dans le groupe traité, en attendant de les rejoindre avant la fin de cette phase
1568 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

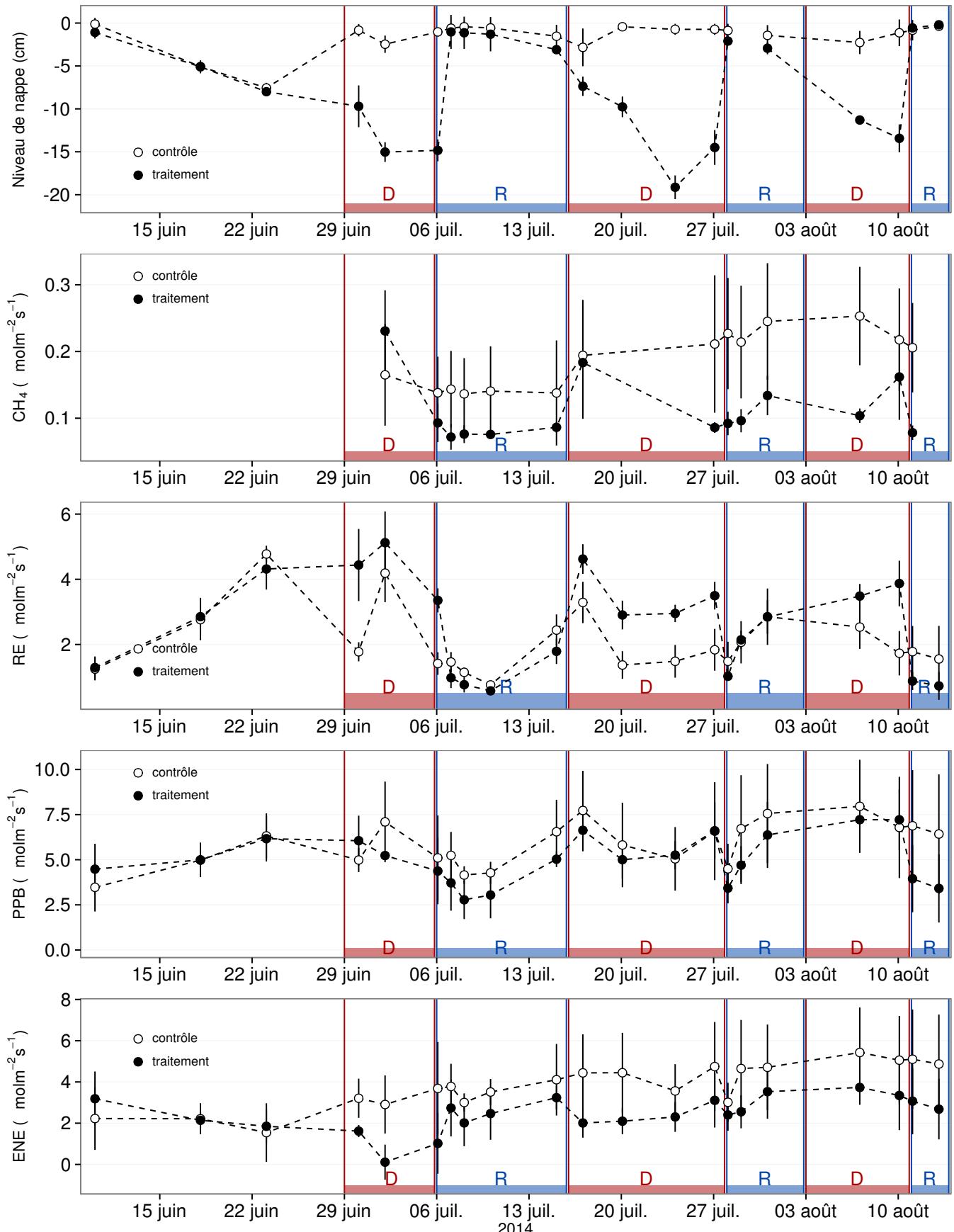


FIGURE 4.4 – Expérimentation B : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, CH_4 , RE, PPB, ENE en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent aux phases de dessiccation (D) en rouge et aux phases de réhumectation (R) en bleu.

1597 d'une quinzaine de centimètres en moyenne pour chaque cycle (Figure 4.4–A).

1598 Les flux de CH₄ moyen s'étendent de 0,07 à 0,34 µmol m⁻² s⁻¹. Les flux du groupe
1599 de contrôle, à l'exception de la première mesure, sont supérieurs aux flux du groupe
1600 traité, leurs moyennes respectives sur l'ensemble des mesures étant de 0,20 ± 0,06 et
1601 0,11 ± 0,05 µmol m⁻² s⁻¹ respectivement. Les émissions du groupe de contrôle tendent
1602 à augmenter sur la période de mesure. Une tendance similaire, quoique moins mar-
1603 quée, est également visible pour le groupe traité. Concernant les cycles de dessicca-
1604 tion/réhumectation, il est difficile de dégager des comportements communs, même s'il
1605 semble que l'assèchement conduit à une baisse des émissions (Figure 4.4–B) Cette re-
1606 lation, mise en exergue pas un nombre de points très faible, n'apparaît cependant pas
1607 sur l'ensemble des données (Figure 4.5–B) Un pic d'émission de CH₄ est également à
1608 noter pour chaque cycle pendant la phase de dessiccation.

1609 La RE varie pour les deux groupes entre 0,42 et 5,12 µmol m⁻² s⁻¹ (Figure 4.4–C)).
1610 Avant le démarrage des manipulations du niveau de la nappe, les valeurs des deux
1611 groupes sont très proches et augmentent tandis que le niveau de nappe diminue. Pen-
1612 dant les phases de dessiccation, les valeurs du groupe traité sont systématiquement supé-
1613 rieures, de 1,5 à 1,8 µmol m⁻² s⁻¹ en moyenne par phase, par rapport à celle du groupe
1614 de contrôle. À l'inverse pendant les phases de réhumectation les flux entre les deux
1615 groupes sont beaucoup plus proches avec une tendance de la RE du groupe de contrôle
1616 à être au dessus de celle du groupe traité. La RE du groupe traité est systématiquement
1617 plus faible pendant les phases de réhumectations que pendant les phases de dessicca-
1618 tions. En moyenne la RE vaut respectivement 2,28 ± 1,00 et 3,86 ± 0,80 µmol m⁻² s⁻¹
1619 pour les groupes de contrôle et traité pendant les phases de dessiccation et 1,70 ± 0,62
1620 et 1,51 ± 0,98 µmol m⁻² s⁻¹ pendant les phases de réhumectation.

1621 Sur l'ensemble de la période de mesure la PPB est comprise entre 2,78 et 7,96 µmol m⁻² s⁻¹.

1622 Avant le début des traitements les flux des deux groupes sont similaires (Figure 4.4–D).
1623 La première phase de dessiccation fait passer la PPB du groupe de contrôle au dessus
1624 du groupe traité. Pour les deux groupes, la PPB est plus importante lors des phases
1625 de dessiccation comparée aux phase de réhumectation, avec des moyennes respectives

4.4. Discussion

1626 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
1627 $4,05 \pm 1,60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour le groupe traité.

1628 Les valeurs d'ENE mesurées sont comprises entre $0,11$ et $5,42 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, elles
1629 ont tendance à augmenter au cours du temps. Passé la période pré-traitements pendant
1630 laquelle les flux de l'ENE sont similaires pour les deux groupes l'ENE du groupe de
1631 contrôle est systématiquement supérieure à celle du groupe de traitement (Figure 4.4–
1632 E). L'évolution des deux groupes reste cependant relativement conjointe pendant la
1633 période de mesure avec pour le groupe traité une diminution récurrente de l'ENE au
1634 début de chaque phase de dessiccation.

1635 4.3.3 tendances générales

1636 Pour les deux expérimentations une relation nette est visible entre le niveau de la
1637 nappe et l'ENE qui diminue lorsque le niveau de nappe augmente (Figure 4.5–G,H).
1638 La relation inverse est visible, pour les deux expérimentations, entre la RE et le niveau
1639 de la nappe (Figure 4.5–C,D). La PPB par contre ne montre aucune tendance claire
1640 quelle que soit l'expérimentation. On peut malgré tout noter que les valeurs de PPB les
1641 plus faibles correspondent aux niveaux de nappe les plus élevés(Figure 4.5–E,F). Pour
1642 le méthane, que ce soit pour l'expérimentation A ou B, aucune tendance ne semble se
1643 dégager vis à vis du niveau de la nappe (Figure 4.5–A,B).

1644 4.4 Discussion

1645 4.4.1 Comparaison aux mesures *in-situ*

1646 Les flux moyen de CH_4 mesurés dans les mésocosmes des deux expérimentations
1647 font partie des valeurs hautes mesurées sur le terrain. Certaines campagnes dépassent
1648 nettement, en faisant plus que doubler, le maximum de $0,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ mesuré en
1649 2014 sur la tourbière de La Guette.

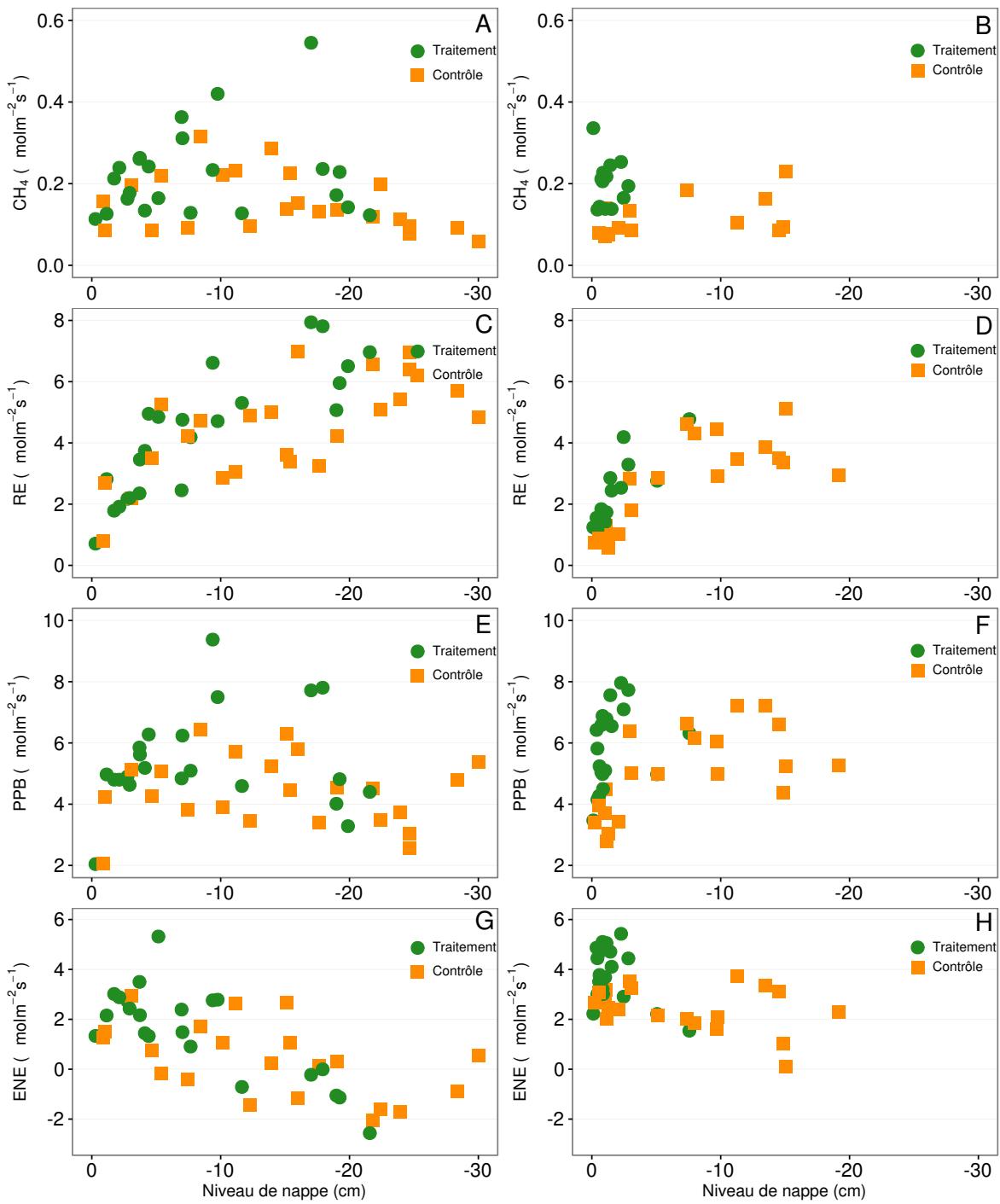


FIGURE 4.5 – Relations entre les flux de GES et le niveau de la nappe

4.4. Discussion

1650 Pour le CO₂ les flux sont généralement dans la gamme des valeurs mesurée sur la
1651 tourbière de La Guette. Pour l'expérimentation A, l'ENE moyen est plus faible que
1652 celui mesuré sur le terrain la même année : 0,81 contre 2,85 µmol m⁻² s⁻¹. Pour l'expé-
1653 rimentation B en revanche l'ENE moyen vaut 0,71 µmol m⁻² s⁻¹ ce qui est relativement
1654 proche de celui mesuré sur le terrain : 2,93 µmol m⁻² s⁻¹. Les flux de RE et de PPB
1655 sont moins fort que les flux mesurés sur le terrain mais restent dans leur gamme de
1656 valeurs. Ces comparaisons sont par ailleurs à relativiser puisque les mesures de flux
1657 n'ont pas nécessairement lieu aux mêmes moment de la journée.

1658 Comme pour la RE, les flux de PPB sont du même ordre de grandeur que ceux me-
1659 surés sur le terrain, mais légèrement plus faible : les maxima moyens mesurés dans les
1660 mésocosmes sont d'environ 7,5 pour des valeurs de 13 µmol m⁻² s⁻¹ mesuré directement
1661 sur la tourbière.

1662 4.4.2 Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de 1663 gaz

1664 Les résultats de ces deux expérimentations montrent clairement une augmentation
1665 de la RE quand le niveau de la nappe diminue. Ceci est en accord avec les résultats
1666 d'autres études que ce soit in-situ (Ballantyne *et al.*, 2014) ou en mésocosmes (Blodau
1667 *et al.*, 2004; Dinsmore *et al.*, 2009). Dans ces deux dernières publications, la baisse
1668 du niveau de la nappe diminue la PPB. Pas de variations claires de la PPB n'est vi-
1669 sible dans les données présentées, même si une légère tendance semble émergée aux
1670 plus fortes profondeur de nappe pour l'expérimentation A, ces observations restent à
1671 confirmer. Cette absence d'effet du niveau de la nappe sur la PPB peut, peut être,
1672 être liée à la profondeur des mésocosmes (30 cm). En effet dans Blodau *et al.* (2004)
1673 et Dinsmore *et al.* (2009), les mésocosmes utilisés sont plus grands, 75 et 41 cm res-
1674 pectivement, ont permis d'abaisser le niveau de l'eau au delà de -30 cm. Cette limite
1675 a été rapportée plusieurs fois comme étant un seuil au delà duquel son observés des
1676 changements importants (Blodau *et al.*, 2004; Peichl *et al.*, 2014). Ce seuil est expliqué
1677 comme étant la limite au delà de laquelle les forces de capillarités ne permettent plus

1678 d'alimenter en eau les sphaignes (Rydin et Jeglum, 2013b; Ketcheson et Price, 2014).
1679 Il résulte des constats précédents qu'une baisse du niveau de nappe, faisant augmenter
1680 la RE et ne changeant pas ou peu la PPB, conduit à une baisse de l'ENE. Cette di-
1681 minution de l'ENE est cohérente avec la littérature, que ce soit des expérimentations
1682 en mésocosmes (Aerts et Ludwig, 1997; Blodau *et al.*, 2004), ou in-situ (Bubier *et al.*,
1683 2003; Sonnentag *et al.*, 2010). Malgré tout l'extrapolation de ses résultats à d'autres
1684 situations n'est pas évidente car fortement fonction du contexte. D'autre études n'ont,
1685 par exemple, pas observé d'influence du niveau de la nappe sur la RE (Updegraff *et al.*,
1686 2001). Par ailleurs Laiho (2006) a montré l'importance du contexte et notamment celui
1687 de l'échelle de temps considéré qui peut impliquer des phénomènes différents et donc
1688 avoir des conséquences différentes.

1689 La dépendance entre les flux de CH₄ et le niveau de la nappe, devant conduire à une
1690 baisse des émissions quand le niveau de la nappe diminue, comme décrite dans Aerts et
1691 Ludwig (1997), Pelletier *et al.* (2007) ou Turetsky *et al.* (2008), n'a pas été clairement
1692 observée. Ce constat rejoins d'autres études dans lesquelles une relation inverse ou un
1693 absence de relation a été trouvé entre le CH₄ et le niveau de la nappe Kettunen *et al.*
1694 (1996); Bellisario *et al.* (1999); Treat *et al.* (2007). L'observation d'un pic de méthane
1695 suivant de quelques jours une phase de hausse du niveau de la nappe, est également
1696 rapportée par Kettunen *et al.* (1996). (**And so what ?**)

1697 4.4.3 Effet cycles multiples

1698 5 Variation journalière de la respiration de
1699 l'écosystème (article)

1700

1701	5.1 Introduction	109
1702	5.1.1 Study sites	111
1703	5.1.2 Data acquisition	111
1704	5.1.3 Data synchronisation	112
1705	5.1.4 Sensitivity of ER to temperature	112
1706	5.1.5 Testing difference between daytime and nighttime ER sensi-	
1707	tivity to temperature	113
1708	5.1.6 Physico-chemical characterisation of the peat	113
1709	5.2 Résultats	114
1710	5.2.1 Température de l'air et variabilité de RE	114
1711	5.2.2 Synchronisation RE et température du sol	115
1712	5.2.3 Équations utilisées	116
1713	5.2.4 Relation entre RE et la température	117
1714	5.2.5 Évolution du Q10	118
1715	5.2.6 Différence entre mesures de jour et de nuit	120
1716	5.2.7 Caractérisation de la tourbe	120
1717	5.3 Discussion	120
1718	5.3.1 Différence de RE entre les différents sites	120
1719	5.3.2 Temps de latence entre température et RE	124
1720	5.3.3 La synchronisation entre RE et la température améliore la	
1721	représentation de la sensibilité de RE à la température	125
1722		

1723	5.3.4 Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit	126
1724	5.3.5 La sensibilité du Q10 à la profondeur de la température et à	
1725	la synchronisation	126
1726	5.4 Conclusions	127
1728		

1729 5.1 Introduction

1730 At a global scale, Ecosystem Respiration (ER) and photosynthesis are the most
1731 important fluxes between the atmosphere and the biosphere, accounting for 98 and
1732 123 PgC yr⁻¹, respectively (Bond-Lamberty et Thomson, 2010; Beer *et al.*, 2010). By
1733 contrast the fossil fuel and cement production flux is one order of magnitude lower, at
1734 7.8 PgC yr⁻¹ (Ciais *et al.*, 2014). Consequently, even small variations in the ecosystem
1735 fluxes may result in substantial changes in carbon (C) storage dynamics. This can have
1736 a significant effect on the global C budget, in particular on atmospheric C concentration.
1737 The C stock in natural ecosystems is divided into two pools : vegetation, which contains
1738 450 to 650 Pg C, and the soil which contains 1500 to 2400 Pg C (Prentice *et al.*, 2001;
1739 Eswaran *et al.*, 1993; Batjes, 1996). Across the world, the soil organic C (SOC) pool is
1740 spatially heterogeneous in terms of source and physical conditions, leading to variable
1741 storage rates between ecosystem types. Peatlands are efficient C storage ecosystems.
1742 They cover only 3 % of the global terrestrial area, but contain from 270 to 455 Pg C as
1743 SOC, i.e. from 10 to 30 % of the world's soil C (Gorham, 1991; Turunen *et al.*, 2002).
1744 Thus, peatlands are considered as a "hot spots" for SOC storage, and their evolution
1745 under current environmental changes deserves attention.

1746 As in many other terrestrial ecosystems, many factors affect ER variability in peat-
1747 lands : temperature, soil water content, vegetation, and substrate supply (Luo et Zhou,
1748 2006b). All these factors are thought to be affected by global change, with unknown
1749 consequences on the C balance (Limpens *et al.*, 2008). ER is often related to tempe-
1750 rature : either to air temperature (e.g., Bortoluzzi *et al.*, 2006), or soil temperature.
1751 The most commonly used soil temperatures are those at -5 cm (Ballantyne *et al.*, 2014;
1752 Görres *et al.*, 2014) and -10 cm (Kim et Verma, 1992; Zhu *et al.*, 2015). In some studies,
1753 different depths are used and the selected one depends on the goodness-of-fit (Günther
1754 *et al.*, 2014; Zhu *et al.*, 2015). All these studies use the chamber method to measure
1755 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.

1785 The aim of this study was (i) to highlight any time-delay at the daily timescale
1786 between ER and soil temperature at different depths in peatlands (ii) to assess the
1787 effect of synchronisation between ER and temperature in the representation of the diel
1788 ER variations (iii) to use the improved model to assess whether there is a difference
1789 between nighttime and daytime ER.

1790 **5.1.1 Study sites**

1791 The study was performed on four French *Sphagnum*-dominated peatlands : Berna-
1792 douze (BDZ, Ariège ; 3.75 ha, N 42°48'09", E 1°25'24", 1400 m), Frasne (FRN, Doubs ;
1793 98 ha, N 46°49'35", E 6°10'20", 836 m), Landemarais (LDM, Ille-et-vilaine ; 23 ha,
1794 N 48°26'30", E 1°10'54", 154 m), and La Guette (LGT, Cher ; 26 ha, N 47°19'44", E
1795 2°17'04", 145 m). Mean annual air temperatures and annual rainfalls were 6, 7.5, 11,
1796 11°C, and 1700, 1400, 870, 880 mm for BDZ, FRN, LDM and LGT respectively. During
1797 the measurements the water table level remained constant at to -12, -7, -35 and -9 cm
1798 for BDZ, FRN, LDM and LGT.

1799 **5.1.2 Data acquisition**

1800 Fieldwork was conducted between July and October 2013. In each site, four plots
1801 (replicates) with similar plant cover were chosen. Four cylindrical PVC collars (diame-
1802 ter : 31 cm, height : 15 cm) were inserted into the peat the day before beginning the
1803 measurements. For 72 hours, CO₂ fluxes were measured in the 4 plots once an hour
1804 in random order. These measurements were undertaken using a closed static cham-
1805 ber (diameter of 30.5 cm, height of 30 cm), with a GMP343 Vaisala probe. ER was
1806 measured with a transparent chamber covered by an opaque material to avoid input of
1807 photosynthetic active radiation. Inside the chamber the air was homogenized with a fan
1808 in order to minimize concentration gradients ([Pumpanen et al., 2004](#)). Measurement
1809 lasted a maximum of 5 min with CO₂ concentration recorded every 5 seconds as well
1810 as the relative humidity and the temperature inside the chamber.

1811 In each site a weather station and a data logger were set up near the plots to provide

5.1. Introduction

1812 meteorological and environmental data recorded every second : surface temperature (air
1813 temperature as close as possible to the surface : 5 cm), peat temperature (at -5, -10,
1814 -20 and -30 cm depth), air relative humidity and solar radiation.

1815 After the 72 hours of measurements four peat cores (30 cm height and 15 cm
1816 diameter), one for each replicate, were extracted at each site for physico-chemical cha-
1817 racterisation.

1818 5.1.3 Data synchronisation

1819 The synchronisations between ER fluxes and temperatures were calculated for each
1820 depth and time-delays : The acquisition frequency between temperature and ER were
1821 different. Thus an average of the temperatures recorded during the ER measurement
1822 time was calculated for all depths at the corresponding CO₂ flux measurement time.
1823 Then the temperature averaging procedure was repeated at 10-minute increments, until
1824 a 24 hour shift. The 10-minute step was a compromise between precision and calculation
1825 time. Next a correlation coefficient was calculated for each time step and temperature
1826 measurement depth. Finally the synchronisation was determined for each depth, by
1827 selecting the time-delay corresponding to the highest correlation coefficient. Negative
1828 correlations caused by the phase shift were discarded.

1829 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)

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

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

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

1830 ER was estimated using air temperature, soil temperatures at -5, -10, -20 and -30

1831 cm depth with both non-synchronised and synchronised datasets. Calculations were
1832 implemented in R, and modelled data were adjusted to measured data using Ordinary
1833 Least Squares (OLS). The goodness-of-fit was estimated by calculating the regression
1834 coefficient (R^2) and the root mean square error normalized by the mean (NRMSE).

1835 **5.1.5 Testing difference between daytime and nighttime ER**
1836 **sensitivity to temperature**

1837 To test whether the relationship between ER and temperature differed during day-
1838 time and nighttime, the dataset was split into two groups which were then compared.
1839 The data between 10 am and 5 pm were considered as representative of the day and
1840 data between 11 pm and 6 am as representative of the night. Only the air temperature
1841 and the -5 cm depth peat temperature (with synchronised and non-synchronised data)
1842 were investigated as they provide the best ER representation. The data for day and
1843 night were centred to account for natural differences in measurement, since : during
1844 the day both temperature and ER are higher than in the night. Using these centred
1845 data, ratios between ER and temperatures were calculated. Finally a paired Student's
1846 t test was applied on the mean of the replicate for each site and each temperature to
1847 assess the significance of the differences between day and night measurements.

1848 **5.1.6 Physico-chemical characterisation of the peat**

1849 In the laboratory, two peat cores from each site were immersed in water during 24
1850 hours to saturate the pores. Then, the cores were soaked overnight to get rid of the
1851 water filling the effective porosity. At 5 cm steps, a piece of peat with a known volume
1852 (V , cm^3) was cut and weighed (W_1 , g). Then, the samples were dried at 50°C for 48
1853 hours and weighed (W_2 , g). Total porosity (Φ_T , dimensionless), retention porosity (Φ_R ,
1854 dimensionless), effective porosity (Φ_E , dimensionless) and bulk density (Bd , g cm^{-3})
1855 were calculated as follows :

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

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

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

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

₁₈₅₆ Peat density (ρ_{peat}) was set at 1.45 according to [Kennedy et Price \(2005\)](#). Then
₁₈₅₇ the peat was crushed and C, H, N and S analyses were performed with an elemental
₁₈₅₈ analyser (Thermo Flash analyser).

₁₈₅₉

5.2 Résultats

₁₈₆₀

5.2.1 Température de l'air et variabilité de RE

₁₈₆₁ Mean surface air temperatures were about 14-15 °C for all sites, except for LGT
₁₈₆₂ which was 20.8 ± 7.4 °C, (Figure 5.1 – H). The lowest mean temperature and amplitude
₁₈₆₃ were found at BDZ : 14.4 ± 3.3 °C (Figure 5.1 – E). In LDM and FRN, the mean surface
₁₈₆₄ air temperatures were respectively 14.9 ± 8.7 °C and 15.0 ± 10.3 °C (Figure 5.1 – F,
₁₈₆₅ G) Surface air temperature was the highest in FRN.

₁₈₆₆ At -5 cm depth, BDZ and LGT had lower mean temperatures than at the surface :
₁₈₆₇ 14.1 ± 1.5 °C and 20.3 ± 1.7 °C respectively, whereas the opposite was observed in FRN
₁₈₆₈ and LDM with 16.3 ± 2.4 °C and 15.9 ± 1.0 °C respectively. Mean soil temperatures
₁₈₆₉ were still higher at -10 cm for both sites, but only in LDM at -20 cm. At -30 cm
₁₈₇₀ the soil temperature amplitude ranged from 0.2 in LDM to 0.6 in LGT and FRN.
₁₈₇₁ Overall conditions were warmer in LGT than in the other sites and LDM, despite a
₁₈₇₂ large amplitude of surface air temperature, had a particularly low soil temperature
₁₈₇₃ amplitude.

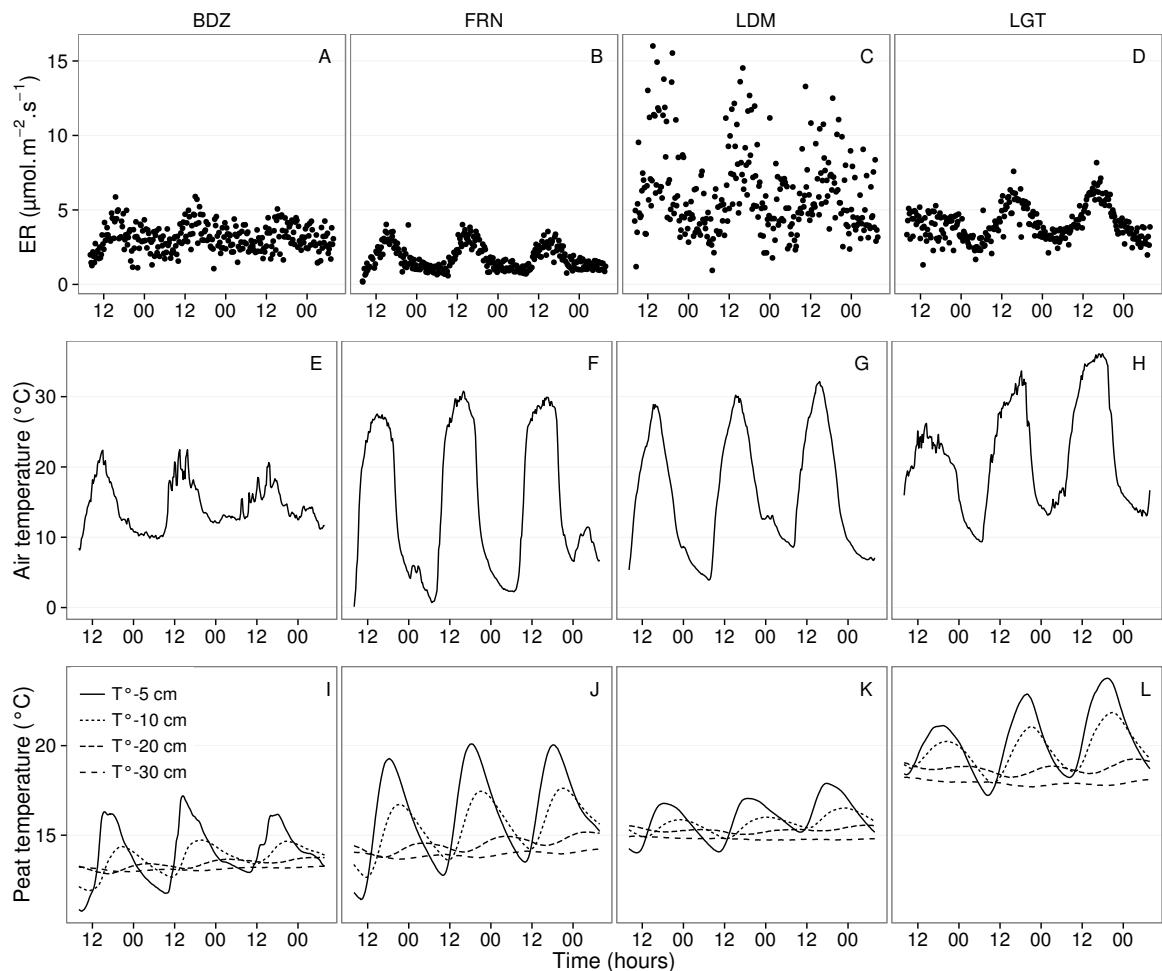


FIGURE 5.1 – Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).

1874 In terms of ER, mean and variability were the lowest in FRN among all sites ($1.75 \pm 0.83 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, Figure 5.1 – B). The highest variability and mean ER ($6.13 \pm 2.81 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, Figure 5.1 – C) were observed in LDM. On this site replicates had different behaviours even though they were close to each other and in a similar environment. In BDZ and LGT, ER mean values were 3.12 ± 0.92 and $4.10 \pm 1.15 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ respectively (Figure 5.1 – A, B)

1880 5.2.2 Synchronisation RE et température du sol

1881 Figure 5.1 shows that the deeper the temperature was measured, the greater the shift with respect to ER. Taking this shift into account by synchronising soil temperatures 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.

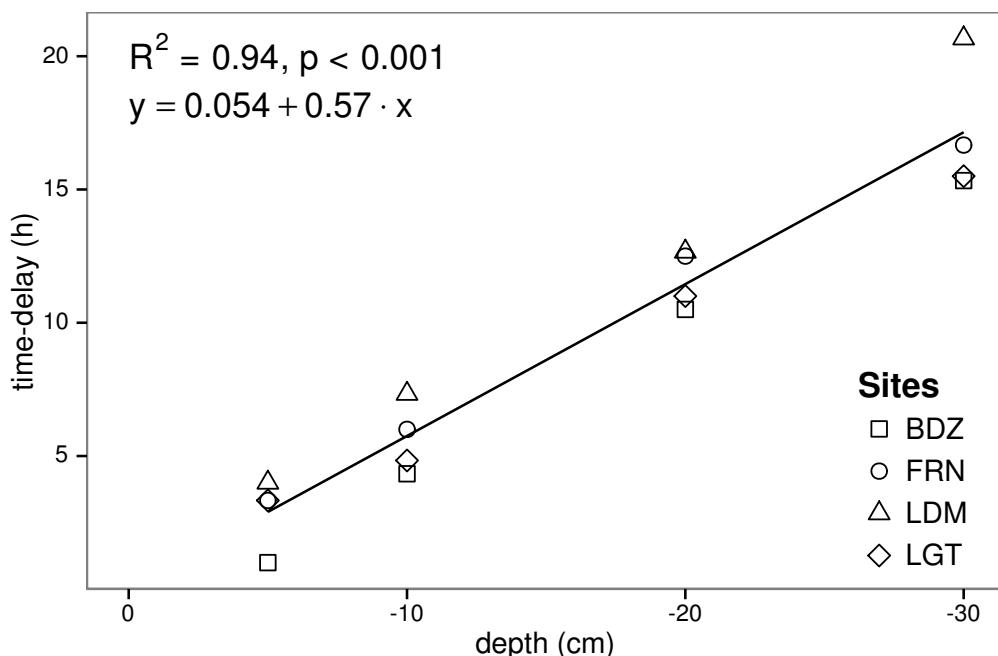


FIGURE 5.2 – Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT)

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	

1898 whereas differences in NRMSE maximum values were 1.28 and 1.14 (Table 5.1). In
 1899 most cases the linear model led to a slightly better R^2 than the others. As the differ-
 1900 ences between equations were small, however, we will describe the exponential model
 1901 in the following sections, because (i) it is the most widely used model to describe the
 1902 ER–temperature relationship and (ii) the Q_{10} value can be derived from this equation.
 1903 This will allow the comparison of the results of our study to others.

1904 5.2.4 Relation entre RE et la température

1905 The relationship between air temperature and ER, using the exponential model, was
 1906 better in LGT and FRN ($R^2 > 0.55$) than in LDM and LDM ($R^2 < 0.35$) (Table 5.1).
 1907 Nevertheless in all sites and with both linear and exponential models, using synchro-
 1908 nised soil temperatures gave a better account of the ER variability than their non-
 1909 synchronised counterparts (Figure 5.3). The goodness of fit (R^2) increased on average
 1910 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

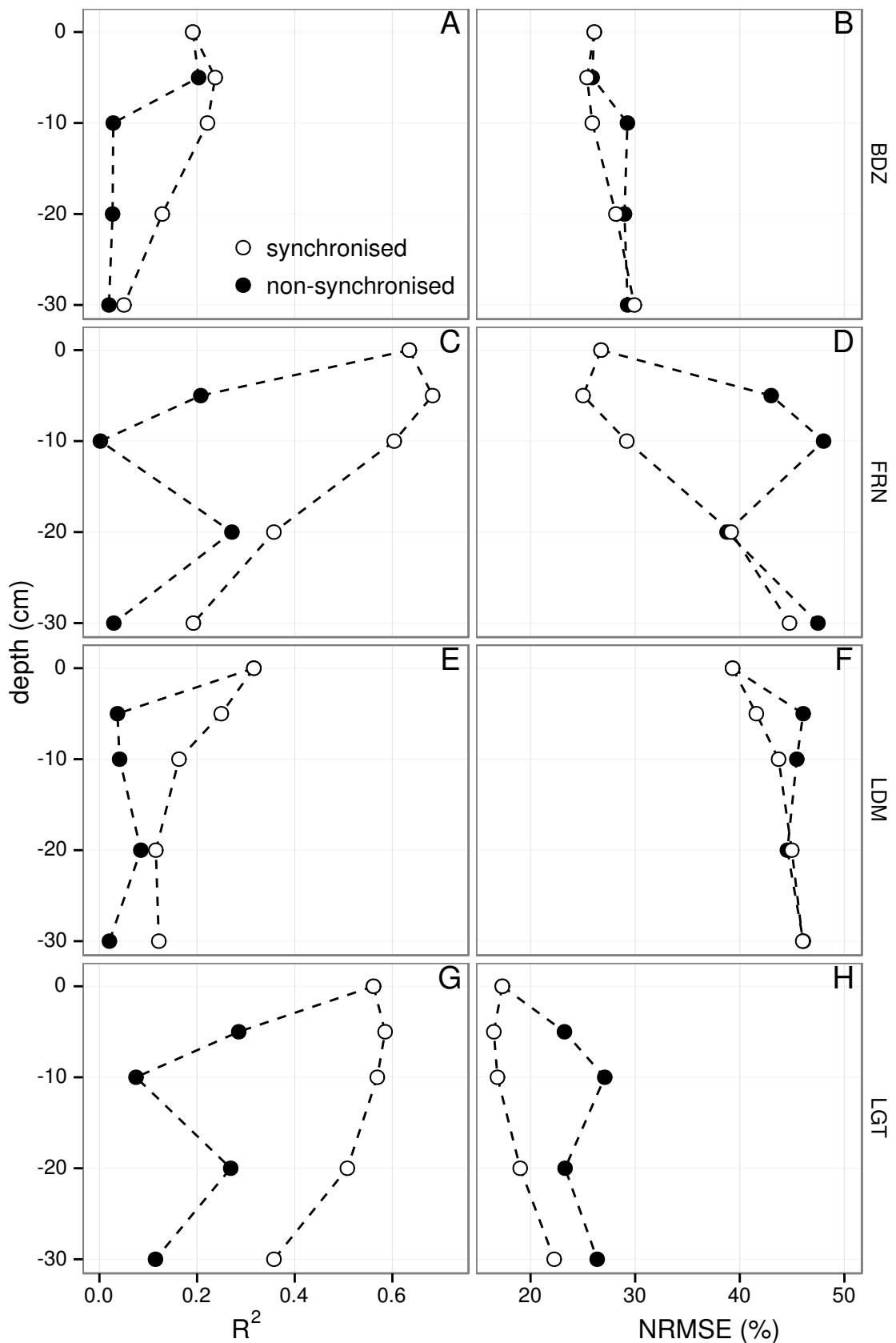


FIGURE 5.3 – Profile of R^2 and NRMSE, (RMSE, normalized by the mean), with depth, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT) using the exponential model.

5.3. Discussion

1939 1.4 (Figure 5.4). It increased to about 2.5 at -5 cm depth, with both synchronised and
1940 non-synchronised data. Below this depth, Q_{10} estimated with both methods either de-
1941 creased downwards (non-synchronised) or increased (synchronised data) to unrealistic
1942 values (Figure 5.4).

1943 5.2.6 Différence entre mesures de jour et de nuit

1944 For BDZ and LDM sites no significant differences were found between daytime and
1945 nighttime data no matter which model was used, whereas differences were found for
1946 FRN and LGT (Figure 5.5). In FRN, synchronisation increased the significance of the
1947 differences : $p < 0.001$ with and $p < 0.01$ without synchronisation respectively. The
1948 same pattern was found in LGT but with lower significance. Hence models using -5
1949 cm depth with non-synchronised data are not significantly different but those using
1950 synchronised data are. Note that, for LGT, the model using air temperature had a
1951 daytime slope that was higher than the nighttime one, which was the opposite of all
1952 the other cases.

1953 5.2.7 Caractérisation de la tourbe

1954 Elemental compositions were similar in all sites : 1–3%, 4–6% and <1% for N, H
1955 and S respectively (Table 5.2). C content was mainly between 40 and 50 %, except at
1956 the deeper levels in LDM and LGT where values were lower (< 32%).

1957 5.3 Discussion

1958 5.3.1 Différence de RE entre les différents sites

1959 The ER fluxes calculated in the 4 sites were in the same order of magnitude as those
1960 of peatlands found in the literature. [Bortoluzzi *et al.* \(2006\)](#), for instance, found ER
1961 values ranging from 2 to 5 during the same period as this study, i.e. July to October

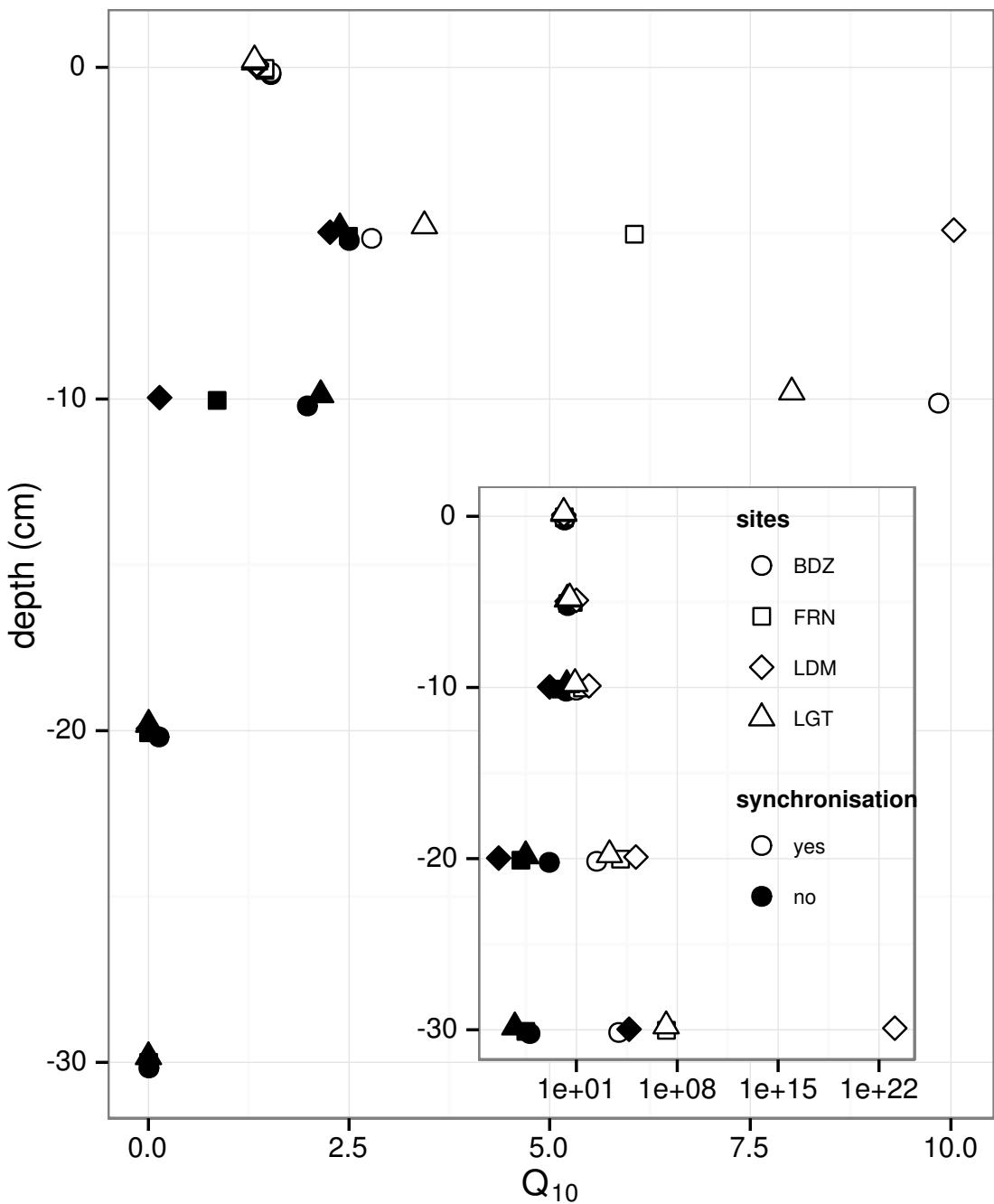


FIGURE 5.4 – Profile of Q_{10} with depth for synchronised (white) and non synchronised (black) data and exponential model in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).

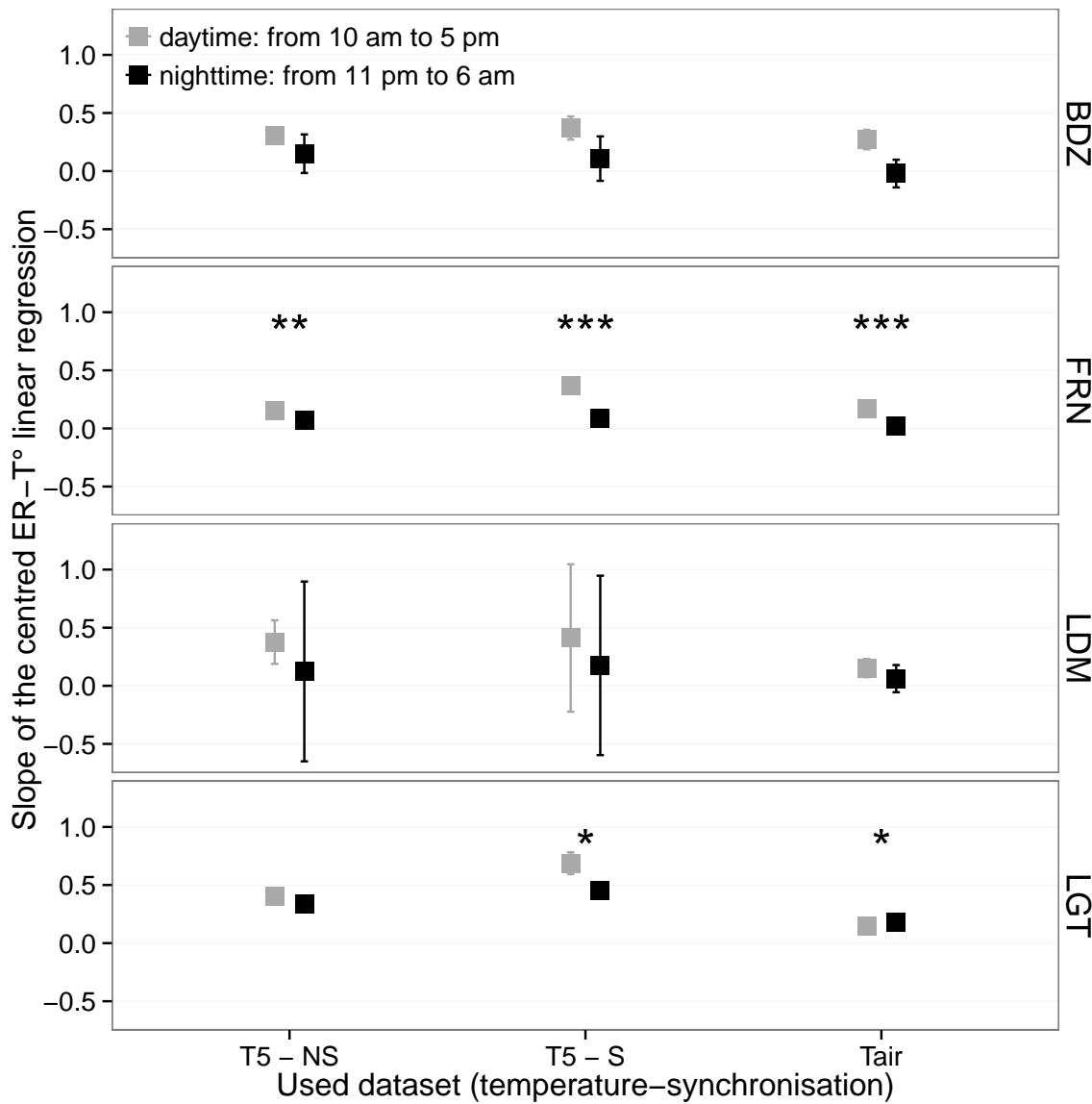


FIGURE 5.5 – Differences between daytime and nighttime measurements using 3 models : non-synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – NS), synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – S), and non-synchronised data at air temperature (Tair).

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

1990 was the only site with a slightly higher slope especially at -30 cm. This was expected
1991 as soil diffusivity increases with wetness (Hillel, 2003) and LDM was the site with the
1992 lowest water table level. This was confirmed by thermal conductivity measurements
1993 conducted on the peat cores (data not shown). Overall, it should be noted that the
1994 time-delays were similar in all the studied sites despite their variability in terms of ER
1995 fluxes.

1996 **5.3.3 La synchronisation entre RE et la température améliore**
1997 **la représentation de la sensibilité de RE à la température**

1998 In spite of the importance of lags between physical phenomena and biological
1999 activities (Vargas *et al.*, 2010), few studies have addressed the effect of time-delays bet-
2000 ween soil temperature and global biological activity (ER) at the daily timescale. At this
2001 scale, we showed in peatlands that using synchronised data improved the representation
2002 of the temperature sensitivity of ER. The improvement provided by synchronisation
2003 was evidenced at shallow depth. The best goodness-of-fit obtained with synchronised
2004 data and models using one temperature, was found at -5 cm depth. These observations
2005 are in agreement with those of Pavelka *et al.* (2007) who also found a decreasing ef-
2006 fect of synchronisation with depth. Such a lesser depth effect could be explained by
2007 a simultaneous decrease in temperature amplitude. Because the goodness-of-fit of the
2008 non-synchronised data increases at -20 cm, the synchronisation effect strongly decreases
2009 at this depth. This pattern is visible, with various amplitudes, in the different sites.
2010 It is explained by the 12 h time-delay (Figure 5.2) corresponding to a phase inversion
2011 that occurs at this depth between the ER and the daily temperature courses. Such a
2012 phase inversion was found deeper, at -30 cm by Pavelka *et al.* (2007), due to a higher
2013 temperature diffusivity in mineral soils. Finally in our study these models, using syn-
2014 chronised -5 cm depth temperature, show slightly higher R^2 and lower NRMSE values
2015 than those using surface air temperature.

2016 5.3.4 Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit

2017 The significant differences observed between daytime and nighttime measurements
2018 corroborate other studies in which these differences were found using chamber tech-
2019 niques ([Juszczak et al., 2012](#); [Darenova et al., 2014](#)). The fact that some sites show
2020 significant differences (FRN and LGT) and not others (BDZ and LDM) seems to be
2021 linked to the variability between plots and temperature amplitude. When temperature
2022 amplitude was low, most of the variability originated from spatial variability between
2023 plots. This was also corroborated by a test done on LGT where we calculated the day
2024 and night differences only on the last two days when temperature amplitude was the
2025 greatest. As a result the significance increased from $p < 0.05$ to $p < 0.01$ for the syn-
2026 chronised model using -5 cm depth temperature and the differences observed in the
2027 model using air temperature were no longer significant any more ($p > 0.05$).

2028 5.3.5 La sensibilité du Q₁₀ à la profondeur de la température
2029 et à la synchronisation

2030 In shallow layers (≤ 10 cm), the Q_{10} values calculated with non-synchronised data
2031 in the ranges that are usually reported, i.e. between 1.3 to 3.3 ([Raich et Schlesinger,](#)
2032 [1992](#)). At deeper levels in the peat profile (≥ 10 cm), they reach 0 as the relationship
2033 between ER and the temperature weakens, and is not compensated by a long term
2034 evolution. A similar behaviour was found by [Pavelka et al. \(2007\)](#) even if this Q_{10}
2035 decrease with depth is not usually seen and most studies show the opposite, namely
2036 an increase in Q_{10} values with depth ([Graf et al., 2008](#)). This apparent contradiction
2037 may be explained by the length of the study. Because of its short duration, the effect of
2038 the time-delays on ER were preponderant over the temperature effect. Synchronisation
2039 also led to meaningless high Q_{10} values because synchronisation can explain a higher
2040 proportion of ER flux with a smaller temperature variation. Temperature amplitude
2041 decreases with depth because of soil dampening.

2042 5.4 Conclusions

2043 We showed that the time-delays between ER and soil temperatures at different
2044 depths are significant on a daily timescale as the signals are shifted 30 minutes every
2045 centimetre. At this scale the use of synchronised soil temperature, to take into account
2046 these time-delays, can improve the representation of ER particularly in the first 10
2047 centimetres. Only one of the studied sites showed highly significant differences between
2048 daytime and nighttime measurements. However it is possible that such differences exist
2049 in the other sites, depending on the environmental conditions (e.g. temperature am-
2050 plitude) and spatial variability in the ER fluxes. Addressing questions of bio-physical
2051 coupling in determining ER at different timescales requires high frequency observations
2052 ([Vargas et al., 2011](#)). Even if the automated chamber technique is increasingly used, it
2053 cannot be easily deployed in some sites due to tall vegetation, power supply difficulties,
2054 or harsh environmental conditions. In contrast, temperature measurements at different
2055 depths are easy to conduct, robust to harsh conditions and can be powered by a small
2056 solar panel. A calibration campaign with human manipulated closed chambers could be
2057 carried out to assess ER variability at different timescales. Coupling temperature pro-
2058 file and punctual ER measurements and then using synchronised data in models may
2059 be a good alternative in sites where automated chambers are not easily implantable.

²⁰⁶⁰ Synthèse et perspectives

5.5. Bilan du bilan (de C) ?

2061 L'étude des flux de carbone dans les écosystèmes tourbeux est complexe car assu-
2062 jetti à des facteurs de contrôle dont la prépondérance varie fortement selon l'échelle
2063 considérée et les conditions environnementales.

2064 5.5 Bilan du bilan (de C) ?

2065 Malgré tout les observations réalisées sur la tourbière de La Guette ont permis de
2066 mettre en évidence des flux de CO₂ particulièrement fort que ce soit pour la RE ou la
2067 PPB. Cette force des flux de CO₂ est probablement liée à sa situation géographique
2068 locale et globale : une tourbière de plaine située à basse latitude et à ses problématiques
2069 de drainage et d'envahissement par une végétation vasculaire. Ainsi la saisonnalité plus
2070 faible qu'en montagne permet aux flux de rester fort pendant une période de l'année
2071 plus importante. Ces flux importants entraînent des variations forte en terme de bilan
2072 selon les méthodologies employées, il est cependant probable que la tourbière de La
2073 Guette fonctionne actuellement comme une source de carbone.

2074 L'estimation du bilan à l'échelle saisonnière ne permet pas de reproduire les va-
2075 riations journalières, l'estimation du modèle pendant les 3 jours de mesures haute
2076 fréquence réalisés en 2013 est largement supérieure aux valeurs mesurées (Figure 5.6)

2077 La prise en compte de la végétation reste une difficulté importante, l'observation
2078 répétée nécessitant des mesures non destructives, souvent imprécises ou très coûteuses
2079 en temps. Paradoxalement les zones de la tourbières fonctionnant en puits de carbone
2080 sont celle où les herbacées sont dominantes.

2081 5.6 L'hydrologie

2082 L'effet de la restauration hydrologique de la tourbière de La Guette n'a pas pu
2083 être mis en évidence de part une pluviométrie forte et un niveau de nappe toujours
2084 important. Les expérimentations

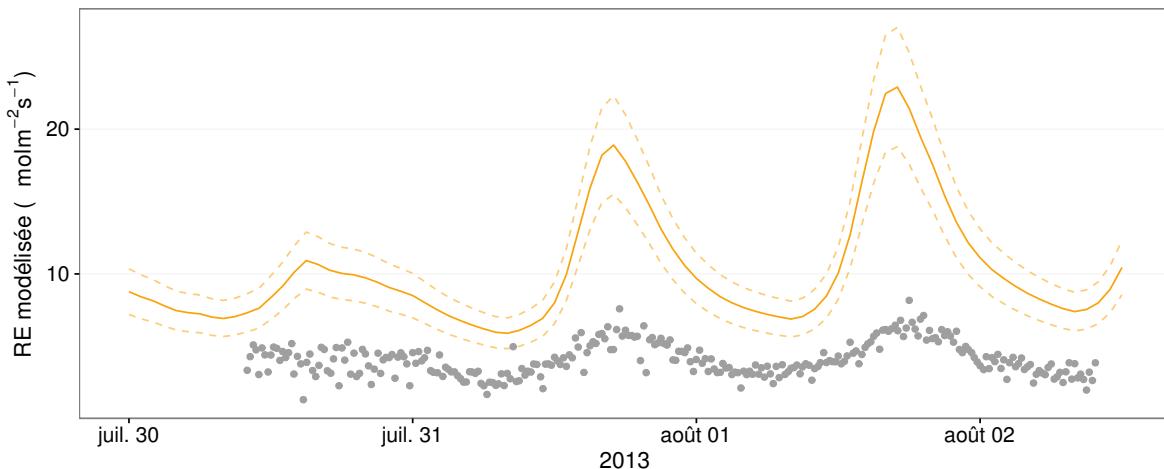


FIGURE 5.6 – Comparaison entre les valeurs estimées par le modèle RE-1 et les mesures faites à haute fréquence sur le site du 30 juillet au 2 août 2013

²⁰⁸⁵ 5.6.1 Résilience de la tourbe par rapport aux 2 années sèches ²⁰⁸⁶ qui précèdent le BdC

²⁰⁸⁷ (lien chap 3 et 4)

²⁰⁸⁸ Les prendre en compte amélioreraient-il les modèles
²⁰⁸⁹ modèles globaux ? **limitations des équations** : Plus généralement, la majorité
²⁰⁹⁰ des tourbières sont sous la neige une partie de l'année, ce qui n'arrive que rarement sur
²⁰⁹¹ la tourbière de La Guette et une partie possède également des zones d'eau libre, qui
²⁰⁹² n'existent pas sur ce site.

²⁰⁹³ modèles globaux et profondeur de tourbe

²⁰⁹⁴ 5.7 Ouverture vers d'autre méthodes de me- ²⁰⁹⁵ Sures

- ²⁰⁹⁶ — chambre automatique (lien chap 5, et chap 3 ?)
- ²⁰⁹⁷ — tour eddy covariance (lien chap 5 et chap 3 ?)

₂₀₉₈ 5.8 perspectives

₂₀₉₉ La suite du projet CARBIODIV permettra peut être de mettre en évidence l'effet
₂₁₀₀ de la restauration.

₂₁₀₁ Un partenariat avec le LSCE commencé pendant ces travaux devra permettre de
₂₁₀₂ valoriser ces données à des échelles plus importante. Des données on d'ors et déjà été
₂₁₀₃ envoyée à Chloé XX qui développe un code "tourbière" dans le modèle ORCHIDEE.

₂₁₀₄ L'installation prochaine d'une tour eddy covariance sur le site permettra de com-
₂₁₀₅ parer ce bilan à des mesures plus haute fréquence.

₂₁₀₆ Bibliographie

- ₂₁₀₇ AERTS, R. et LUDWIG, F. (1997). Water-table changes and nutritional status affect
₂₁₀₈ trace gas emissions from laboratory columns of peatland soils. *Soil Biology and*
₂₁₀₉ *Biochemistry*, 29(11–12):1691–1698.
- ₂₁₁₀ ALM, J., SAARNIO, S., NYKÄNEN, H., SILVOLA, J. et MARTIKAINEN, P. (1999). Winter
₂₁₁₁ CO₂, CH₄ and N₂O fluxes on some natural and drained boreal peatlands. *Biogeo-*
₂₁₁₂ *chemistry*, 44(2):163–186.
- ₂₁₁₃ ALM, J., TALANOV, A., SAARNIO, S., SILVOLA, J., IKKONEN, E., AALTONEN, H.,
₂₁₁₄ NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1997). Reconstruction of the carbon balance
₂₁₁₅ for microsites in a boreal oligotrophic pine fen, Finland. *Oecologia*, 110:423–431.
- ₂₁₁₆ ANDREJKO, M. J., FIENE, F. et COHEN, A. D. (1983). Comparison of ashing techniques
₂₁₁₇ for determination of the inorganic content of peats. In *Testing of Peats and Organic*
₂₁₁₈ *Soils : A Symposium*, volume 820, pages 5–10. ASTM International.
- ₂₁₁₉ ARCHER, D., EBY, M., BROVKIN, V., RIDGWELL, A., CAO, L., MIKOŁAJEWICZ, U.,
₂₁₂₀ CALDEIRA, K., MATSUMOTO, K., MUNHOVEN, G., MONTENEGRO, A. et OTHERS
₂₁₂₁ (2009). Atmospheric lifetime of fossil fuel carbon dioxide. *Annu. Rev. Earth Planet.*
₂₁₂₂ *Sci.*, 37(1):117.
- ₂₁₂₃ ARYA, S. P. (2001). *Introduction to Micrometeorology*, volume 79 de *International*
₂₁₂₄ *Geophysics Series*. Academic Press.
- ₂₁₂₅ AURELA, M., RIUTTA, T., LAURILA, T., TUOVINEN, J.-P., VESALA, T., TUITILA,
₂₁₂₆ E.-S., RINNE, J., HAAPANALA, S. et LAINE, J. (2007). CO₂ exchange of a sedge fen
₂₁₂₇ in southern Finland—the impact of a drought period. *Tellus B*, 59(5):826–837.
- ₂₁₂₈ BALLANTYNE, D. M., HRIBLJAN, J. A., PYPKER, T. G. et CHIMNER, R. A. (2014).
₂₁₂₉ Long-term water table manipulations alter peatland gaseous carbon fluxes in nor-
₂₁₃₀ thern Michigan. *Wetlands Ecol. Manage.*, 22(1):35–47.
- ₂₁₃₁ BATJES, N. H. (1996). Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *Eur. J. Soil*
₂₁₃₂ *Sci.*, 47(2):151–163.
- ₂₁₃₃ BEER, C., REICHSTEIN, M., TOMELELLI, E., CIAIS, P., JUNG, M., CARVALHAIS, N.,
₂₁₃₄ RÖDENBECK, C., ARAIN, M. A., BALDOCCHI, D., BONAN, G. B., BONDEAU, A.,
₂₁₃₅ CESCATTI, A., LASSLOP, G., LINDROTH, A., LOMAS, M., LUSSAERT, S., MARGO-
₂₁₃₆ LIS, H., OLESON, K. W., ROUPSARD, O., VEENENDAAL, E., VIOVY, N., WILLIAMS,
₂₁₃₇ C., WOODWARD, F. I. et PAPALE, D. (2010). Terrestrial Gross Carbon Dioxide Up-
₂₁₃₈ take : Global Distribution and Covariation with Climate. *Science*, 329(5993):834–838.
- ₂₁₃₉ BELLISARIO, L. M., BUBIER, J. L., MOORE, T. R. et CHANTON, J. P. (1999). Controls
₂₁₄₀ on CH₄ emissions from a northern peatland. *Global Biogeochemical Cycles*, 13(1):81–
₂₁₄₁ 91.

- 2142 BLODAU, C. (2002). Carbon cycling in peatlands. A review of processes and controls.
2143 *Environmental Reviews*, 10(2):111–134.
- 2144 BLODAU, C., BASILIKO, N. et MOORE, T. R. (2004). Carbon turnover in peatland
2145 mesocosms exposed to different water table levels. *Biogeochemistry*, 67(3):331–351.
- 2146 BOND-LAMBERTY, B. et THOMSON, A. (2010). Temperature-associated increases in
2147 the global soil respiration record. *Nature*, 464(7288):579–582.
- 2148 BORTOLUZZI, E., EPRON, D., SIEGENTHALER, A., GILBERT, D. et BUTTLER, A.
2149 (2006). Carbon balance of a European mountain bog at contrasting stages of re-
2150 generation. *New Phytol.*, 172(4):708–718.
- 2151 BUBIER, J., COSTELLO, A., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et SAVAGE, K. (1993).
2152 Microtopography and methane flux in boreal peatlands, northern Ontario, Canada.
2153 *Canadian Journal of Botany*, 71(8):1056–1063.
- 2154 BUBIER, J. L., BHATIA, G., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et LAFLEUR, P. M. (2003).
2155 Spatial and Temporal Variability in Growing-Season Net Ecosystem Carbon Dioxide
2156 Exchange at a Large Peatland in Ontario, Canada. *Ecosystems*, 6:353–367.
- 2157 BUBIER, J. L., CRILL, P. M., MOORE, T. R., SAVAGE, K. et VARNER, R. K. (1998).
2158 Seasonal patterns and controls on net ecosystem CO₂ exchange in a boreal peatland
2159 complex. *Global Biogeochemical Cycles*, 12(4):703–714.
- 2160 BUBIER, J. L., MOORE, T. R., BELLISARIO, L., COMER, N. T. et CRILL, P. M. (1995).
2161 Ecological controls on methane emissions from a Northern Peatland Complex in the
2162 zone of discontinuous permafrost, Manitoba, Canada. *Global Biogeochemical Cycles*,
2163 9(4):455–470.
- 2164 BUCKLAND, P. C. (1993). Peatland archaeology : a conservation resource on the edge
2165 of extinction. *Biodivers. Conserv.*, 2(5):513–527.
- 2166 CAI, T., FLANAGAN, L. B. et SYED, K. H. (2010). Warmer and drier conditions
2167 stimulate respiration more than photosynthesis in a boreal peatland ecosystem :
2168 Analysis of automatic chambers and eddy covariance measurements. *Plant Cell
2169 Environ.*, 33(3):394–407.
- 2170 CHAPIN, F., WOODWELL, G., RANDERSON, J., LOVETT, G., RASTETTER, E., BAL-
2171 DOCCHI, D., CLARK, D., HARMAN, M., SCHIMEL, D., VALENTINI, R., WIRTH, C.,
2172 ABER, J., COLE, J., GIBLIN, A., GOULDEN, M., HARDEN, J., HEIMANN, M., HO-
2173 WARTH, R., MATSON, P., MCGUIRE, A., MELILLO, J., MOONEY, H., NEFF, J.,
2174 HOUGHTON, R., PACE, M., RYAN, M., RUNNING, S., SALA, O., SCHLESINGER, W.
2175 et SCHULZE, E.-D. (2006). Reconciling carbon-cycle concepts, terminology, and me-
2176 thodology. *Ecosystems*, 9:1041–1050.
- 2177 CHAPMAN, S., BUTTLER, A., FRANCEZ, A.-J., LAGGOUN-DÉFARGE, F., VASANDER,
2178 H., SCHLOTER, M., COMBE, J., GROSVERNIER, P., HARMS, H., EPRON, D. et
2179 OTHERS (2003). Exploitation of northern peatlands and biodiversity maintenance :
2180 a conflict between economy and ecology. *Front. Ecol. Environ.*, 1(10):525–532.

- 2181 CHRISTENSEN, J. H., HEWITSON, B., BUSUIOC, A., CHEN, A., GAO, X., HELD, R.,
 2182 JONES, R., KOLLI, R. K., KWON, W. K., LAPRISE, R. et OTHERS (2007). Regional
 2183 climate projections. *Clim. Change 2007 Phys. Sci. Basis Contrib. Work. Group*
 2184 *Fourth Assess. Rep. Intergov. Panel Clim. Change Univ. Press Camb. Chapter 11*,
 2185 pages 847–940.
- 2186 CHRISTENSEN, J. H., KANIKICHLARLA, K. K., MARSHALL, G. et TURNER, J. (2013).
 2187 Climate phenomena and their relevance for future regional climate change.
- 2188 CIAIS, P., SABINE, C., BALA, G., BOPP, L., BROVKIN, V., CANADELL, J., CHHABRA,
 2189 A., DEFRIES, R., GALLOWAY, J., HEIMANN, M. et OTHERS (2014). Carbon and
 2190 other biogeochemical cycles. In *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis.*
 2191 *Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovern-*
 2192 *mental Panel on Climate Change*, pages 465–570. Cambridge University Press.
- 2193 CLYMO, R. S., TURUNEN, J. et TOLONEN, K. (1998). Carbon accumulation in peat-
 2194 land. *Oikos*, pages 368–388.
- 2195 COLES, J. R. et YAVITT, J. B. (2002). Control of methane metabolism in a forested
 2196 northern wetland, New York State, by aeration, substrates, and peat size fractions.
 2197 *Geomicrobiol. J.*, 19(3):293–315.
- 2198 COLMER, T. D. (2003). Long-distance transport of gases in plants : a perspective on
 2199 internal aeration and radial oxygen loss from roots. *Plant Cell Environ.*, 26(1):17–36.
- 2200 CORNELISSEN, J. H., LANG, S. I., SOUDZILOVSKAIA, N. A. et DURING, H. J. (2007).
 2201 Comparative cryptogam ecology : a review of bryophyte and lichen traits that drive
 2202 biogeochemistry. *Ann. Bot.*, 99(5):987–1001.
- 2203 CROW, S. E. et WIEDER, R. K. (2005). Sources of CO₂ emission from a northern
 2204 peatland : root respiration, exudation, and decomposition. *Ecology*, 86(7):1825–1834.
- 2205 CURIEL YUSTE, J., JANSSENS, I. A., CARRARA, A. et CEULEMANS, R. (2004). Annual
 2206 Q₁₀ of soil respiration reflects plant phenological patterns as well as temperature
 2207 sensitivity. *Global Change Biol.*, 10(2):161–169.
- 2208 DARENOVA, E., PAVELKA, M. et ACOSTA, M. (décembre 2014). Diurnal deviations
 2209 in the relationship between CO₂ efflux and temperature : A case study. *CATENA*,
 2210 123:263–269.
- 2211 DAVIDSON, E. A., JANSSENS, I. A. et LUO, Y. (2006). On the variability of respiration
 2212 in terrestrial ecosystems : moving beyond Q₁₀. *Global Change Biol.*, 12(2):154–164.
- 2213 DINSMORE, K. J., SKIBA, U. M., BILLETT, M. F. et REES, R. M. (2009). Effect
 2214 of water table on greenhouse gas emissions from peatland mesocosms. *Plant Soil*,
 2215 318(1-2):229–242.
- 2216 ESWARAN, H., VAN DEN BERG, E. et REICH, P. (1993). Organic carbon in soils of
 2217 the world. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57(1):192–194.
- 2218 FANG, C. et MONCRIEFF, J. (2001). The dependence of soil CO₂ efflux on temperature.
 2219 *Soil Biol. Biochem.*, 33(2):155–165.

- 2220 FAROUKI, O. (1981). *Thermal properties of soils*. Series on rock and soil mechanics.
2221 Trans Tech Pub., Rockport, MA.
- 2222 FARQUHAR, G. D., VON CAEMMERER, S. et BERRY, J. A. (1980). A biochemical model
2223 of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C3 species. *Planta*, 149(1):78–90.
- 2224 FRANCEZ, A.-J. (2000). La dynamique du carbone dans les tourbières à Sphagnum,
2225 de la sphaine à l'effet de serre. *L'Année Biologique*, 39:205–270.
- 2226 FROLKING, S., TALBOT, J., JONES, M. C., TREAT, C. C., KAUFFMAN, J. B., TUIT-
2227 TILA, E.-S. et ROULET, N. (2011). Peatlands in the Earth's 21st century climate
2228 system. *Environ. Rev.*, 19(NA):371–396.
- 2229 GIRARD, M. C., WALTER, C., REMY, J. C., BERTHELIN, J. et MOREL, J. L. (2011).
2230 *Sols et Environnement*, (2e édn), volume 28 de *Sciences Sup*. Editions Dunod : Paris,
2231 Vottem, Belgique, 2nd édition édition.
- 2232 GOGO, S., GUIMBAUD, C., LAGGOUN-DÉFARGE, F., CATOIRE, V. et ROBERT, C.
2233 (2011). In situ quantification of CH₄ bubbling events from a peat soil using a new
2234 infrared laser spectrometer. *Journal of Soils and Sediments*, 11:545–551.
- 2235 GORHAM, E. (1991). Northern Peatlands : Role in the Carbon Cycle and Probable
2236 Responses to Climatic Warming. *Ecol. Appl.*, 1(2):182–195.
- 2237 GORNALL, J. L., WOODIN, S. J., JÓNSDÓTTIR, I. S. et van der WAL, R. (2011).
2238 Balancing positive and negative plant interactions : how mosses structure vascular
2239 plant communities. *Oecologia*, 166(3):769–782.
- 2240 GÖRRES, C. M., KUTZBACH, L. et ELSGAARD, L. (2014). Comparative modeling of
2241 annual CO₂ flux of temperate peat soils under permanent grassland management.
2242 *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 186:64–76.
- 2243 GRAF, A., WEIHERMÜLLER, L., HUISMAN, J. A., HERBST, M., BAUER, J. et VEREE-
2244 CKEN, H. (2008). Measurement depth effects on the apparent temperature sensitivity
2245 of soil respiration in field studies. *Biogeosciences*, 5(3):1867–1898.
- 2246 GUIMBAUD, C., CATOIRE, V., GOGO, S., ROBERT, C., CHARTIER, M., LAGGOUN-
2247 DÉFARGE, F., GROSSEL, A., ALBÉRIC, P., POMATHIOD, L., NICOUILLAUD, B. et
2248 RICHARD, G. (2011). A portable infrared laser spectrometer for flux measurements
2249 of trace gases at the geosphere-atmosphere interface. *Measurement Science & Tech-*
2250 *nology*, 22(7):1–17.
- 2251 GUNNARSSON, U. (2005). Global patterns of Sphagnum productivity. *Journal of*
2252 *Bryology*, 27(3):269–279.
- 2253 GÜNTHER, A., HUTH, V., JURASINSKI, G. et GLATZEL, S. (2014). The effect of bio-
2254 mass harvesting on greenhouse gas emissions from a rewetted temperate fen. *GCB*
2255 *Bioenergy*, pages n/a–n/a.
- 2256 HARRIS, D. C. (2010). Charles David Keeling and the Story of Atmospheric CO₂
2257 Measurements†. *Anal. Chem.*, 82(19):7865–7870.

- 2258 HILLEL, D. (2003). Soil temperature and heat flow. In *Introduction to Environmental*
 2259 *Soil Physics*. Academic Press. {DOI :10.1016/B978-012348655-4/50013-7}.
- 2260 HOBBIE, S. E. (1996). Temperature and plant species control over litter decomposition
 2261 in Alaskan tundra. *Ecol. Monogr.*, 66(4):503–522.
- 2262 ISE, T., DUNN, A. L., WOFSY, S. C. et MOORCROFT, P. R. (2008). High sensitivity of
 2263 peat decomposition to climate change through water-table feedback. *Nat. Geosci.*,
 2264 1(11):763–766.
- 2265 JACOBS, C. M. J., JACOBS, A. F. G., BOSVELD, F. C., HENDRIKS, D. M. D., HENSEN,
 2266 A., KROON, P. S., MOORS, E. J., NOL, L., SCHRIER-UIJL, A. et VEENENDAAL, E. M.
 2267 (2007). Variability of annual CO₂ exchange from Dutch grasslands. *Biogeosciences*,
 2268 4(5):803–816.
- 2269 JOABSSON, A., CHRISTENSEN, T. R. et WALLÉN, B. (1999). Vascular plant controls
 2270 on methane emissions from northern peatforming wetlands. *Trends in Ecology &*
 2271 *Evolution*, 14(10):385–388.
- 2272 JONES, M. C. et YU, Z. (2010). Rapid deglacial and early Holocene expansion of
 2273 peatlands in Alaska. *PNAS*, 107(16):7347–7352.
- 2274 JOOS, F., ROTH, R., FUGLESTVEDT, J. S., PETERS, G. P., ENTING, I. G., VON BLOH,
 2275 BROVKIN, V., BURKE, E. J., EBY, M., EDWARDS, N. R., FRIEDRICH, T., FRÖ-
 2276 LICHER, T. L., HALLORAN, P. R., HOLDEN, P. B., JONES, C., KLEINEN, T., MAC-
 2277 KENZIE, F. T., MATSUMOTO, K., MEINSHAUSEN, M., PLATTNER, G.-K., REISINGER,
 2278 A., SEGGSCHNEIDER, J., SHAFFER, G., STEINACHER, M., STRASSMANN, K.,
 2279 TANAKA, K., TIMMERMANN, A. et WEAVER, A. J. (2013). Carbon dioxide and
 2280 climate impulse response functions for the computation of greenhouse gas metrics :
 2281 a multi-model analysis. *Atmos. Chem. Phys.*, 13(5):2793–2825.
- 2282 JOOSTEN, H. et CLARKE, D. (2002). *Wise use of mires and peatlands*. International
 2283 mire conservation group.
- 2284 JUNE, T., EVANS, J. R. et FARQUHAR, G. D. (2004). A simple new equation for the
 2285 reversible temperature dependence of photosynthetic electron transport : a study on
 2286 soybean leaf. *Funct. Plant Biol.*, 31(3):275–283. WOS :000220831200008.
- 2287 JUSZCZAK, R., ACOSTA, M. et OLEJNIK, J. (2012). Comparison of daytime and night-
 2288 time ecosystem respiration measured by the closed chamber technique on temperate
 2289 mire in Poland. *Pol. J. Environ. Stud.*, 21(3):643–658.
- 2290 KARKI, S., ELSGAARD, L., KANDEL, T. P. et LÆRKE, P. E. (2015). Full GHG balance
 2291 of a drained fen peatland cropped to spring barley and reed canary grass using
 2292 comparative assessment of CO₂ fluxes. *Environ Monit Assess*, 187(3):1–13.
- 2293 KAUFMAN, D. S., AGER, T. A., ANDERSON, N. J., ANDERSON, P. M., ANDREWS,
 2294 J. T., BARTLEIN, P. J., BRUBAKER, L. B., COATS, L. L., CWYNAR, L. C., DUVAL, M. L.,
 2295 DYKE, A. S., EDWARDS, M. E., EISNER, W. R., GAJEWSKI, K., GEIRSDÓTTIR, A., HU, F. S.,
 2296 JENNINGS, A. E., KAPLAN, M. R., KERWIN, M. W., LOZHKN, A. V., MACDONALD, G. M., MILLER, G. H.,
 2297 MOCK, C. J., OSWALD, W. W., OTTO-BLIESNER, B. L., PORINCHU, D. F., RÜHLAND, K., SMOL, J. P., STEIG, E. J. et

- 2299 WOLFE, B. B. (2004). Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180°W).
2300 *Quaternary Science Reviews*, 23(5–6):529–560.
- 2301 KENNEDY, G. W. et PRICE, J. S. (février 1, 2005). A conceptual model of volume-
2302 change controls on the hydrology of cutover peats. *J. Hydrol.*, 302(1–4):13–27.
- 2303 KETCHESON, S. J. et PRICE, J. S. (2014). Characterization of the fluxes and stores of
2304 water within newly formed Sphagnum moss cushions and their environment. *Ecohy-
2305 drology*, 7(2):771–782.
- 2306 KETTUNEN, A., KAITALA, V., ALM, J., SILVOLA, J., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN,
2307 P. J. (1996). Cross-correlation analysis of the dynamics of methane emissions from
2308 a boreal peatland. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 10(3):457–471.
- 2309 KIM, J. et VERMA, S. B. (1992). Soil surface CO₂ flux in a Minnesota peatland.
2310 *Biogeochemistry*, 18(1):37–51.
- 2311 LAI, D. (2009). Methane Dynamics in Northern Peatlands : A Review. *Pedosphere*,
2312 19(4):409–421.
- 2313 LAIHO, R. (août 2006). Decomposition in peatlands : Reconciling seemingly contrasting
2314 results on the impacts of lowered water levels. *Soil Biology and Biochemistry*, 38(8):
2315 2011–2024.
- 2316 LANDVA, A. O., KORPIJAAKKO, E. O. et PHEENEY, P. E. (1983). Geotechnical clas-
2317 sification of peats and organic soils. In *Testing of peats and organic soils*, volume
2318 820, pages 37–51.
- 2319 LAPPALAINEN, E. (1996). *Global peat resources*, volume 4. International Peat Society
2320 Jyskä.
- 2321 LELIEVELD, J. O. S., CRUTZEN, P. J. et DENTENER, F. J. (1998). Changing concentra-
2322 tion, lifetime and climate forcing of atmospheric methane. *Tellus B*, 50(2):128–150.
- 2323 LIMPENS, J. et BERENDSE, F. (2003). How litter quality affects mass loss and N loss
2324 from decomposing Sphagnum. *Oikos*, 103(3):537–547.
- 2325 LIMPENS, J., BERENDSE, F., BLODAU, C., CANADELL, J. G., FREEMAN, C., HOLDEN,
2326 J., ROULET, N., RYDIN, H. et SCHAEPMAN-STRUB, G. (2008). Peatlands and the
2327 carbon cycle : from local processes to global implications – a synthesis. *Biogeosci-
2328 ences*, 5(2):1475–1491.
- 2329 LIU, W., FOX, J. E. et XU, Z. (2000). Leaf litter decomposition of canopy trees, bamboo
2330 and moss in a montane moist evergreen broad-leaved forest on Ailao Mountain,
2331 Yunnan, south-west China. *Ecol. Res.*, 15(4):435–447.
- 2332 LIVINGSTON, G. P. et HUTCHINSON, G. L. (1995). Enclosure-based measurement of
2333 trace gas exchange : applications and sources of error. *Biog. Trace Gases Meas.
2334 Emiss. Soil Water*, pages 14–51.
- 2335 LOHILA, A., AURELA, M., REGINA, K. et LAURILA, T. (2003). Soil and total ecosystem
2336 respiration in agricultural fields : effect of soil and crop type. *Plant Soil*, 251(2):303–
2337 317.

- 2338 LONG, K. D., FLANAGAN, L. B. et CAI, T. (2010). Diurnal and seasonal variation in
2339 methane emissions in a northern Canadian peatland measured by eddy covariance.
2340 *Global Change Biology*, 16(9):2420–2435.
- 2341 LONG, S. P. et HÄLLGREN, J.-E. (1993). Measurement of CO₂ assimilation by plants
2342 in the field and the laboratory. In HALL, D. O., SCURLOCK, J. M. O., Bolhàr
2343 NORDENKAMPF, H. R., LEEGOOD, R. C. et LONG, S. P., éditeurs : *Photosynthesis*
2344 and *Production in a Changing Environment*, pages 129–167. Springer Netherlands.
- 2345 LUND, M., CHRISTENSEN, T. R., LINDROTH, A. et SCHUBERT, P. (2012). Effects
2346 of drought conditions on the carbon dioxide dynamics in a temperate peatland.
2347 *Environ. Res. Lett.*, 7(4):045704.
- 2348 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006a). Chapter 1 - Introduction and overview. In LUO, Y. et
2349 ZHOU, X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 3 – 15. Academic
2350 Press, Burlington.
- 2351 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006b). Chapter 5 - Controlling factors. In LUO, Y. et ZHOU,
2352 X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 79 – 105. Academic Press,
2353 Burlington.
- 2354 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006c). Chapter 8 - Methods of measurements and estimations.
2355 In LUO, Y. et ZHOU, X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 161
2356 – 185. Academic Press, Burlington.
- 2357 MACDONALD, G. M., BEILMAN, D. W., KREMENETSKI, K. V., SHENG, Y., SMITH,
2358 L. C. et VELICHKO, A. A. (2006). Rapid early development of circumarctic peatlands
2359 and atmospheric CH₄ and CO₂ variations. *Science*, 314(5797):285–288.
- 2360 MAHECHA, M. D., REICHSTEIN, M., CARVALHAIS, N., LASSLOP, G., LANGE, H., SE-
2361 NEVIRATNE, S. I., VARGAS, R., AMMANN, C., ARAIN, M. A., CESCATTI, A., JANS-
2362 SENNS, I. A., MIGLIAVACCA, M., MONTAGNANI, L. et RICHARDSON, A. D. (2010).
2363 Global Convergence in the Temperature Sensitivity of Respiration at Ecosystem Le-
2364 vel. *Science*, 329(5993):838–840.
- 2365 MALMER, N., SVENSSON, B. M. et WALLÉN, B. (1994). Interactions between Sphagnum
2366 mosses and field layer vascular plants in the development of peat-forming systems.
2367 *Folia geobot. phytotax.*, 29(4):483–496.
- 2368 MANNEVILLE, O. (1999). *Le monde des tourbières et des marais : France, Suisse,*
2369 *Belgique et Luxembourg*. Delachaux & Niestle.
- 2370 MOORE, T. R., BUBIER, J. L., FROLKING, S. E., LAFLEUR, P. M. et ROULET, N. T.
2371 (2002). Plant biomass and production and CO₂ exchange in an ombrotrophic bog.
2372 *Journal of Ecology*, 90(1):25–36.
- 2373 MUNIR, T. M., PERKINS, M., KAING, E. et STRACK, M. (février 20, 2015). Carbon
2374 dioxide flux and net primary production of a boreal treed bog : Responses to warming
2375 and water-table-lowering simulations of climate change. *Biogeosciences*, 12(4):1091–
2376 1111.

- 2377 NATIONAL WETLANDS WORKING GROUP (1997). *The Canadian wetland classification system*. University of Waterloo, Waterloo, Ontario, 2nd edition édition.
- 2378
- 2379 ORLOWSKY, B. et SENEVIRATNE, S. I. (2012). Global changes in extreme events :
2380 regional and seasonal dimension. *Clim. Change*, 110(3-4):669–696.
- 2381 PARKIN, T. B. et KASPAR, T. C. (2003). Temperature Controls on Diurnal Carbon
2382 Dioxide Flux. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67(6):1763–1772.
- 2383 PAVELKA, M., ACOSTA, M., MAREK, M. V., KUTSCH, W. et JANOUS, D. (2007).
2384 Dependence of the Q_{10} values on the depth of the soil temperature measuring point.
2385 *Plant Soil*, 292(1-2):171–179.
- 2386 PEICHL, M., ÖQUIST, M., LÖFVENIUS, M. O., ILSTEDT, U., SAGERFORS, J., GRELLE,
2387 A., LINDROTH, A. et NILSSON, M. B. (2014). A 12-year record reveals pre-growing
2388 season temperature and water table level threshold effects on the net carbon dioxide
2389 exchange in a boreal fen. *Environ. Res. Lett.*, 9(5):055006.
- 2390 PELLETIER, L., MOORE, T. R., ROULET, N. T., GARNEAU, M. et BEAULIEU-AUDY,
2391 V. (2007). Methane fluxes from three peatlands in the La Grande Rivière watershed,
2392 James Bay lowland, Canada. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).
- 2393 PHILLIPS, C. L., NICKERSON, N., RISK, D. et BOND, B. J. (2011). Interpreting diel
2394 hysteresis between soil respiration and temperature. *Global Change Biol.*, 17(1):515–
2395 527.
- 2396 POST, W. M., EMANUEL, W. R., ZINKE, P. J. et STANGENBERGER, A. G. (1982). Soil
2397 carbon pools and world life zones. *Nature*, 298:156–159.
- 2398 PRATHER, M. J., HOLMES, C. D. et HSU, J. (2012). Reactive greenhouse gas scenarios :
2399 Systematic exploration of uncertainties and the role of atmospheric chemistry.
2400 *Geophys. Res. Lett.*, 39(9):L09803.
- 2401 PRENTICE, I. C., FARQUHAR, G. D., FASHAM, M. J. R., GOULDEN, M. L., HEIMANN,
2402 M., JARAMILLO, V. J., KHESHGI, H. S., LEQUÉRÉ, C., SCHOLES, R. J. et WALLACE,
2403 D. W. R. (2001). The Carbon Cycle and Atmospheric Carbon Dioxide. In HOUGHTON,
2404 J. T., DING, Y., GRIGGS, D. J., NOGUER, M., VAN DER LINDEN, P. J., DAI,
2405 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.
- 2406
- 2407
- 2408
- 2409 PUMPANEN, J., KOLARI, P., ILVESNIEMI, H., MINKKINEN, K., VESALA, T., NIINISTÖ,
2410 S., LOHLA, A., LARMOLA, T., MORERO, M., PIHLATIE, M., JANSENS, I., YUSTE,
2411 J. C., GRÜNZWEIG, J. M., RETH, S., SUBKE, J.-A., SAVAGE, K., KUTSCH, W., ØSTRENG,
2412 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.
- 2413
- 2414
- 2415 RAICH, J. W. et SCHLESINGER, W. H. (1992). The global carbon dioxide flux in soil
2416 respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus B*, 44(2):81–99.

- 2417 RAMEAU, J.-C., MANSION, D. et DUMÉ, G. (2008). *Flore forestière française : Plaines*
2418 *et collines*. Forêt privée française.
- 2419 RAMSAR, C. (1987). *Convention relative aux zones humides d'importance internatio-*
2420 *nale particulièrement comme habitats des oiseaux d'eau, (Ramsar, Iran, 1971) telle*
2421 *qu'amendée en 1982 et 1987.*
- 2422 ROBERT, C. (2007). Simple, stable, and compact multiple-reflection optical cell for
2423 very long optical paths. *Appl. Opt.*, 46(22):5408.
- 2424 ROBERT, M. et SAUGIER, B. (2003). Contribution des écosystèmes continentaux à la
2425 séquestration du carbone. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(6–7):577–595.
- 2426 ROBROEK, B. J., VAN RUIJVEN, J., SCHOUTEN, M. G., BREEUWER, A., CRUSHELL,
2427 P. H., BERENDSE, F. et LIMPENS, J. (2009). Sphagnum re-introduction in degraded
2428 peatlands : The effects of aggregation, species identity and water table. *Basic and*
2429 *Applied Ecology*, 10(8):697–706.
- 2430 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013a). Peatland habitats. In *The biology of Peatlands*,
2431 pages 85–107. Oxford University Press.
- 2432 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013b). Productivity and peat accumulation. In *The biology*
2433 *of Peatlands*, pages 254–273. Oxford University Press.
- 2434 SEGERS, R. (1998). Methane production and methane consumption : a review of
2435 processes underlying wetland methane fluxes. *Biogeochemistry*, 41(1):23–51.
- 2436 SIEGENTHALER, U. et OESCHGER, H. (février 4, 1987). Biospheric CO₂ emissions
2437 during the past 200 years reconstructed by deconvolution of ice core data. *Tellus B*,
2438 39B(1-2):140–154.
- 2439 SILVOLA, J., ALM, J., AHLHOLM, U., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1996).
2440 The contribution of plant roots to CO₂ fluxes from organic soils. *Biol Fertil Soils*,
2441 23(2):126–131.
- 2442 SINGH, J. S. et GUPTA, S. R. (1977). Plant decomposition and soil respiration in
2443 terrestrial ecosystems. *Bot. Rev.*, 43(4):449–528.
- 2444 SMITH, L. C., MACDONALD, G. M., VELICHKO, A. A., BEILMAN, D. W., BORISOVA,
2445 O. K., FREY, K. E., KREMENETSKI, K. V. et SHENG, Y. (2004). Siberian Peatlands
2446 a Net Carbon Sink and Global Methane Source Since the Early Holocene. *Science*,
2447 303(5656):353–356.
- 2448 SONNENTAG, O., VAN DER KAMP, G., BARR, A. G. et CHEN, J. M. (2010). On the
2449 relationship between water table depth and water vapor and carbon dioxide fluxes
2450 in a minerotrophic fen. *Glob. Change Biol.*, 16(6):1762–1776.
- 2451 STRACK, M. (2008). *Peatlands and climate change*. IPS, International Peat Society,
2452 Jyväskylä, Finland.
- 2453 STRACK, M., WALLER, M. F. et WADDINGTON, J. M. (2006). Sedge succession and
2454 peatland methane dynamics : A potential feedback to climate change. *Ecosystems*,
2455 9(2):278–287.

- 2456 STRACK, M. et ZUBACK, Y. C. A. (2013). Annual carbon balance of a peatland 10 yr
2457 following restoration. *Biogeosciences*, 10(5):2885–2896.
- 2458 SVENSSON, B. M. (1995). Competition between Sphagnum fuscum and Drosera rotun-
2459 difolia : A Case of Ecosystem Engineering. *Oikos*, 74(2):205–212.
- 2460 TREAT, C. C., BUBIER, J. L., VARNER, R. K. et CRILL, P. M. (2007). Timescale
2461 dependence of environmental and plant-mediated controls on CH₄ flux in a temperate
2462 fen. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).
- 2463 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2012). Methane fluxes from a
2464 patterned fen of the northeastern part of the La Grande river watershed, James Bay,
2465 Canada. *Biogeochemistry*, 113(1-3):409–422.
- 2466 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2014). Interannual variability in
2467 the CO₂ balance of a boreal patterned fen, James Bay, Canada. *Biogeochemistry*,
2468 118(1-3):371–387.
- 2469 TURETSKY, M. R., TREAT, C. C., WALDROP, M. P., WADDINGTON, J. M., HAR-
2470 DEN, J. W. et MC GUIRE, A. D. (2008). Short-term response of methane fluxes and
2471 methanogen activity to water table and soil warming manipulations in an Alaskan
2472 peatland. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 113(G3).
- 2473 TURUNEN, J., TOMPOPO, E., TOLONEN, K. et REINIKAINEN, A. (2002). Estimating
2474 carbon accumulation rates of undrained mires in Finland—application to boreal and
2475 subarctic regions. *The Holocene*, 12(1):69–80.
- 2476 UPDEGRAFF, K., BRIDGHAM, S. D., PASTOR, J., WEISHAMPEL, P. et HARTH, C.
2477 (2001). Response of CO₂ and CH₄ emissions from peatlands to warming and water
2478 table manipulation. *Ecol. Appl.*, 11(2):311–326.
- 2479 VARGAS, R., BALDOCCHI, D. D., ALLEN, M. F., BAHN, M., BLACK, T. A., COLLINS,
2480 S. L., YUSTE, J. C., HIRANO, T., JASSAL, R. S., PUMPANEN, J. et TANG, J. (2010).
2481 Looking deeper into the soil : biophysical controls and seasonal lags of soil CO₂
2482 production and efflux. *Ecol. Appl.*, 20(6):1569–1582.
- 2483 VARGAS, R., CARBONE, M. S., REICHSTEIN, M. et BALDOCCHI, D. D. (2011). Fron-
2484 tiers and challenges in soil respiration research : from measurements to model-data
2485 integration. *Biogeochemistry*, 102(1-3):1–13.
- 2486 VIEL, E., BINET, S., GOGO, S. et LAGGOUN-DÉFARGE, F. (2015). Tree invasion
2487 controls the drainage pattern in La Guette peatland (France) : impact on the water
2488 storage capacity of the peat. *Journal of Hydrology (submitted)*.
- 2489 WADDINGTON, J. M. et ROULET, N. T. (2000). Carbon balance of a boreal patterned
2490 peatland. *Global Change Biology*, 6(1):87–97.
- 2491 WAGNER, D. J. et TITUS, J. E. (1984). Comparative desiccation tolerance of two
2492 Sphagnum mosses. *Oecologia*, 62(2):182–187.
- 2493 WARD, S. E., OSTLE, N. J., OAKLEY, S., QUIRK, H., HENRYS, P. A. et BARDGETT,
2494 R. D. (2013). Warming effects on greenhouse gas fluxes in peatlands are modulated
2495 by vegetation composition. *Ecol. Lett.*, 16(10):1285–1293.

- 2496 WEEDON, J. T., AERTS, R., KOWALCHUK, G. A., VAN LOGTESTIJN, R., ANDRINGA,
2497 D. et VAN BODEGOM, P. M. (2013). Temperature sensitivity of peatland C and N
2498 cycling : Does substrate supply play a role ? *Soil Biology and Biochemistry*, 61:109–
2499 120.
- 2500 WELTZIN, J. F., PASTOR, J., HARTH, C., BRIDGHAM, S. D., UPDEGRAFF, K. et CHA-
2501 PIN, C. T. (2000). Response of bog and fen plant communities to warming and
2502 water-table manipulations. *Ecology*, 81(12):3464–3478.
- 2503 WHALEN, S. (2005). Biogeochemistry of Methane Exchange between Natural Wetlands
2504 and the Atmosphere. *Environmental Engineering Science*, 22(1):73–94.
- 2505 WORRALL, F., BURT, T., ROWSON, J., WARBURTON, J. et ADAMSON, J. (2009).
2506 The multi-annual carbon budget of a peat-covered catchment. *Science of The Total
2507 Environment*, 407(13):4084–4094.
- 2508 WUEBBLES, D. J. et HAYHOE, K. (2002). Atmospheric methane and global change.
2509 *Earth-Sci. Rev.*, 57(3):177–210.
- 2510 WULLSCHLEGER, S. D. (1993). Biochemical limitations to carbon assimilation in C3
2511 plants—a retrospective analysis of the A/Ci curves from 109 species. *J. Exp. Bot.*,
2512 44(5):907–920.
- 2513 YU, Z., BEILMAN, D. W. et JONES, M. C. (2009). Sensitivity of northern peatland car-
2514 bon dynamics to Holocene climate change. In *Carbon cycling in northern peatlands*,
2515 volume 184, pages 55–69. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series
2516 Washington, DC.
- 2517 YU, Z., LOISEL, J., BROSSEAU, D. P., BEILMAN, D. W. et HUNT, S. J. (2010). Global
2518 peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophys. Res. Lett.*, 37(13).
- 2519 ZHU, X., SONG, C., SWARZENSKI, C. M., GUO, Y., ZHANG, X. et WANG, J. (février
2520 2015). Ecosystem-atmosphere exchange of CO₂ in a temperate herbaceous peatland
2521 in the Sanjiang plain of northeast China. *Ecol. Eng.*, 75:16–23.

Index

A

2522 atterrissage 11

C

2524 carbone

2526 stock 12

2527 changements globaux 2, 14

E

2529 échange net de l'écosystème

2530 contrôle 21

P

2532 paludification 11

2533 photosynthèse 17

2534 production primaire brute

2535 contrôle 21

R

2537 respiration 18

2538 de l'écosystème 18

2539 contrôle 20

2540 du sol 18

S

2542 services écologiques 3

T

2544 tourbières 8–16

2545 distribution 11

2546 formation 11

2547 surface 10

2548 utilisation 14

2549 tourbification 10

Z

2550 zone humide 8

²⁵⁵² Annexes

₂₅₅₃ A Photos supplémentaires



(a) droséra

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

₂₅₅₄ B protocole végétation

₂₅₅₅ Le suivi non-destructif d'une végétation n'est pas triviale et nécessite la mise en
₂₅₅₆ place de protocoles particuliers en fonction du type de végétation. L'objectif est de
₂₅₅₇ pouvoir estimer une biomasse produite en impactant au minimum la végétation en
₂₅₅₈ place. Pour l'ensemble des espèces végétales présentes dans les embases servant à la
₂₅₅₉ mesure des flux un recouvrement à été estimé, à l'œil.

₂₅₆₀ **La strate arbustive**

₂₅₆₁ Pour la strate arbustive des mesures de hauteur moyenne ont été effectuées, en
₂₅₆₂ mesurant depuis le niveau du sol, ou le toit des sphaignes, si elles étaient présentes,
₂₅₆₃ jusqu'au sommet de l'individu.

₂₅₆₄ **La strate herbacée**

₂₅₆₅ Pour la strate herbacée, en 2013, 5 individus des deux espèces majoritaires (*Eriophorum vaginatum* ? *augustifolium* ?, *Molinia Caerulea*) ont été marqués afin de pourvoir
₂₅₆₆ les mesurer plusieurs fois au cours de la saison. Cependant les difficultés à retrouver
₂₅₆₇ les individus marqués couplés à la mort d'un nombre important d'entre eux n'ont pas
₂₅₆₈ permis d'acquérir de résultats significatifs. En conséquence en 2014 ces deux espèces
₂₅₆₉ ont fait l'objet de comptage exhaustif et de mesure de hauteur moyenne.

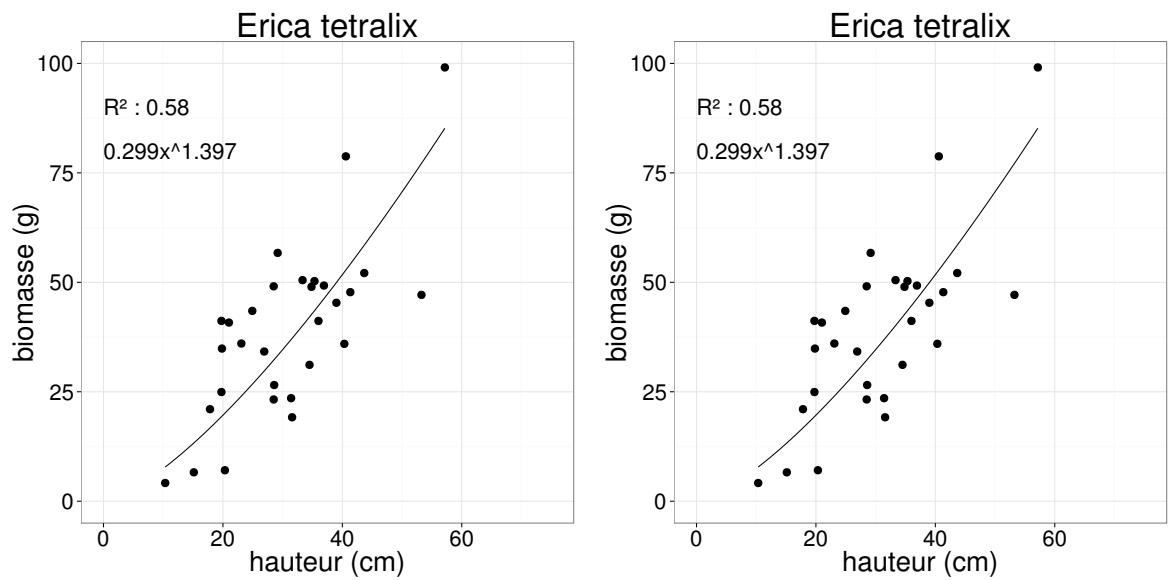


FIGURE 8 – Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur

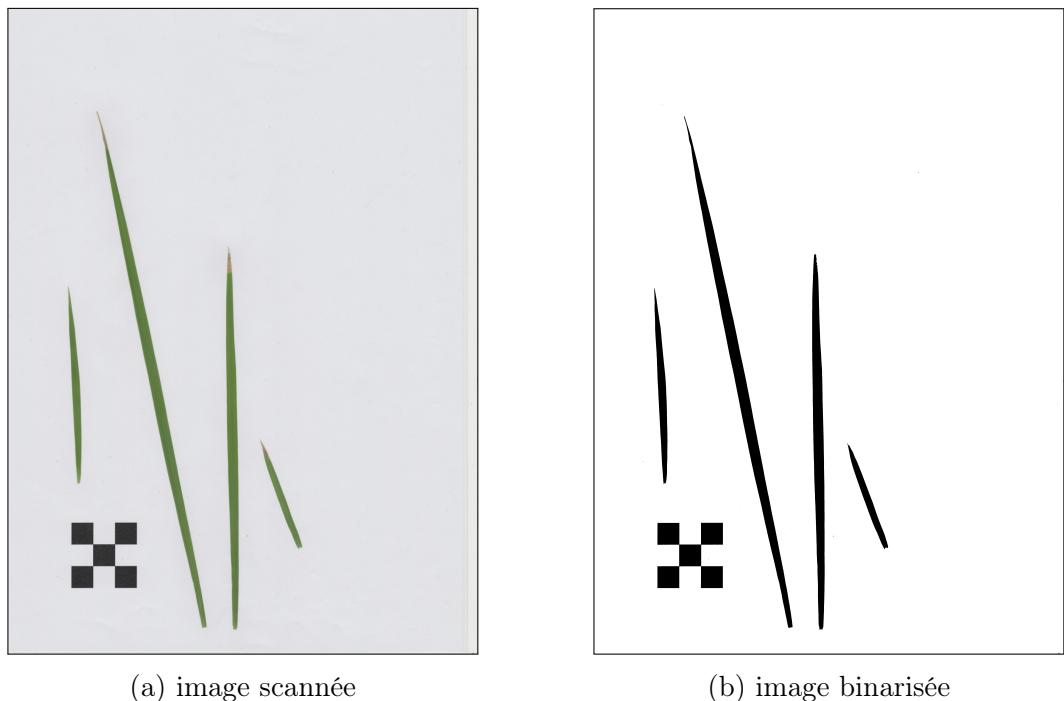


FIGURE 9 – Scanne des feuilles

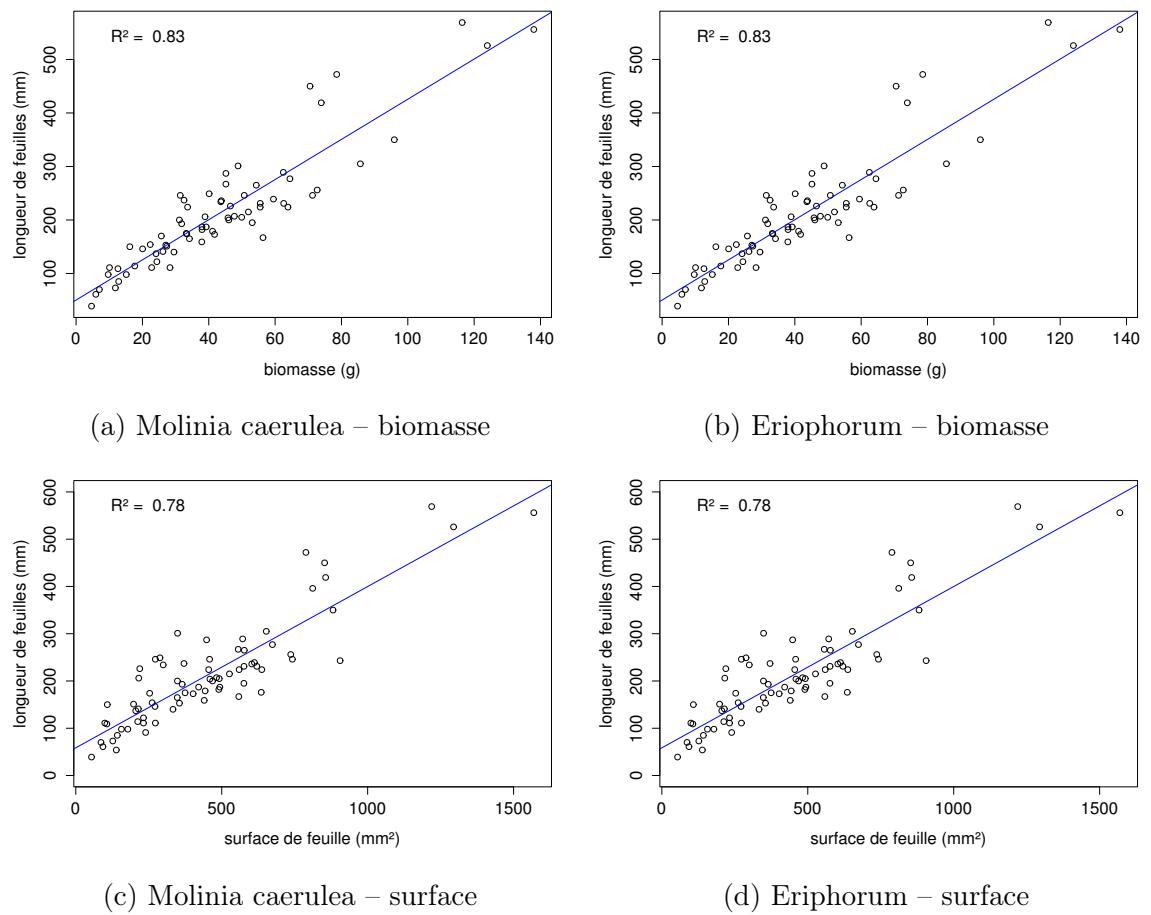


FIGURE 10 – Calibration de la biomasse herbacées pour *Molinia Caerulea* (a), pour *Eriophorum* (b) et de la surface de feuille pour *Molinia Caerulea* (c), pour *Eriophorum* (d) en fonction de la hauteur

₂₅₇₁ C CARBIODIV

₂₅₇₂ 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, ...