

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

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

THÈSE présentée par : Benoît D'ANGELO

soutenue le : [XX mois en lettres 2015]

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

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers

[Titre de la thèse]

[Sous titre éventuel]

THÈSE dirigée par :

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

RAPPORTEURS :

Prénom Nom Titre, établissement
Prénom Nom Titre, établissement

JURY:

Table des matières

Table des matières	iii
Liste des figures	vii
Liste des tableaux	ix
Remerciements	xi
Introduction	1
1 Synthèse Bibliographique	7
1.1 Les tourbières et le cycle du carbone	8
1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies	8
1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales	14
1.1.3 Les tourbières et les changements globaux	16
1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants	20
1.2.1 GES et Tourbières	20
1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières	21
1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux	25
1.2.4 Bilans de C à l'échelle de l'écosystème	33
1.2.5 Méthodologies, mesures et estimation des flux	35
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	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
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	130
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 journalière et saisonnière des concentrations en CO₂ atmosphérique, mais également à
⁸ plus long terme leur tendance haussière [Harris \(2010\)](#). Le CO₂ est un gaz à effet de serre
⁹ (GES) et son accumulation dans l'atmosphère... **force ? comparaison ? explication**
¹⁰ **effet de serre ?** Ce constat a probablement joué un rôle considérable dans la prise de
¹¹ conscience, par la communauté scientifique, de l'importance et de l'intérêt de l'étude du
¹² changement climatique et plus largement des changements globaux. Car si à l'époque
¹³ les concentration en CO₂ était inférieure à 320 ppm (partie par millions) elles ont
¹⁴ dépassées, au printemps 2014, la barre symbolique des 400 ppm selon un communiqué
¹⁵ de l'Organisation Météorologique Mondiale. Les concentrations pré-industrielles (avant
¹⁶ 1800) sont quand à elles généralement estimée à 280 ppm [Siegenthaler et Oeschger](#)
¹⁷ ([1987](#)).

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

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

29 Ciais *et al.* (2014).

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

32 **schéma ?**

33 Zones humides tourbières

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

37 Pourquoi étudier les tourbières aujourd'hui ?

38 L'étude des tourbières se poursuit car, en plus de rendre de nombreux services éco-
39 logiques (épuration du sol, régulation des flux hydriques, biodiversité), elles constituent
40 un stock de carbone relativement important au regard de la surface qu'elle occupent.
41 Ainsi il est généralement admis que les tourbières contiennent un quart à un tiers
42 du carbone présent Chiffres (**surfaces...**) dans l'ensemble des terres émergées tandis
43 qu'elle ne constituent que 3 % des surfaces continentales (**Réf needed**). Ce ratio rela-
44 tivement important, correspond à un stock d'environ 455 Gt Gorham (1991); Turunen
45 *et al.* (2002) est à mettre perspective avec les autres stock du cycle du carbone. On
46 observe que ce stock est du même ordre de grandeur que celui de la végétation

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

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

52 Transition modèles

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

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

59 Objectif de la thèse et approche mise en oeuvre

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

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

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

⁸⁴ seront exposées.

⁸⁵ 1 Synthèse Bibliographique

⁸⁶

⁸⁷	1.1 Les tourbières et le cycle du carbone	8
⁸⁸	1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies	8
⁸⁹	1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales	14
⁹⁰	1.1.3 Les tourbières et les changements globaux	16
⁹¹	1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants	20
⁹²	1.2.1 GES et Tourbières	20
⁹³	1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières	21
⁹⁴	1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux	25
⁹⁵	1.2.4 Bilans de C à l'échelle de l'écosystème	33
⁹⁶	1.2.5 Méthodologies, mesures et estimation des flux	35
⁹⁷		
⁹⁸		
⁹⁹		

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

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

106 1.1 Les tourbières et le cycle du carbone

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

109 1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies

110 Définitions

111 Les tourbières font partie d'un ensemble d'écosystèmes plus large que l'on appelle les
112 zones humides. Ces zones humides ne sont ni des écosystèmes terrestres au sens strict,
113 ni des écosystèmes aquatiques. Elles sont à la frontière entre ces deux mondes et sont
114 caractérisées par un niveau de nappe élevé, proche de la surface du sol, voire au dessus.
115 Cette omniprésence de l'eau joue fortement sur l'aération du milieu et constraint, de
116 façon plus ou moins importante, l'accès à l'oxygène. Les zones humides ont été définie
117 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

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

TOURBE :

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

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

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

MATIÈRES ORGANIQUES :

152 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.

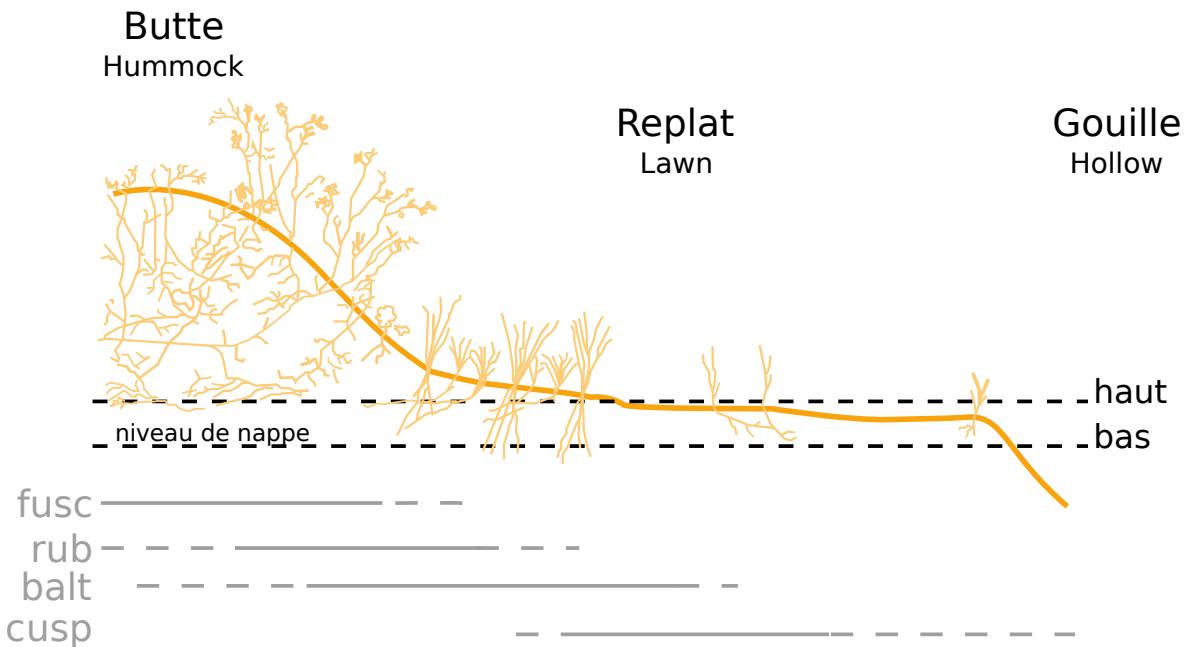


FIGURE 1.1 – Micro-topographie dans les tourbières. Modifié d’après Rydin et Jeglum (2013b)

¹⁵³ Distribution des tourbières à l'échelle mondiale

¹⁵⁴ Ces variations de définitions ajoutées aux limites floues qui peuvent exister entre
¹⁵⁵ certain écosystèmes tourbeux et non-tourbeux rendent la cartographie de ces écosys-
¹⁵⁶ tèmes délicate. Les estimations généralement citées évaluent la surface occupée par
¹⁵⁷ les tourbières à environ 4 000 000 km² (Lappalainen, 1996). Cette surface correspond
¹⁵⁸ à 2 à 3 % de l’ensemble des terres émergées du globe. Plus de 85 % d’entre elles sont
¹⁵⁹ situés dans l’hémisphère nord, majoritairement dans les zones boréales et sub-boréales
¹⁶⁰ (Strack, 2008) (Figure 1.2). Ce sont sur ces écosystèmes que sera focalisé ce travail, lais-
¹⁶¹ sant de côté les tourbières tropicales dont le fonctionnement est distinct et spécifique
¹⁶² (**Réf needed**).

¹⁶³ La formation des tourbières

¹⁶⁴ L’atterrissement et la paludification sont les deux processus principaux permet-
¹⁶⁵ 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

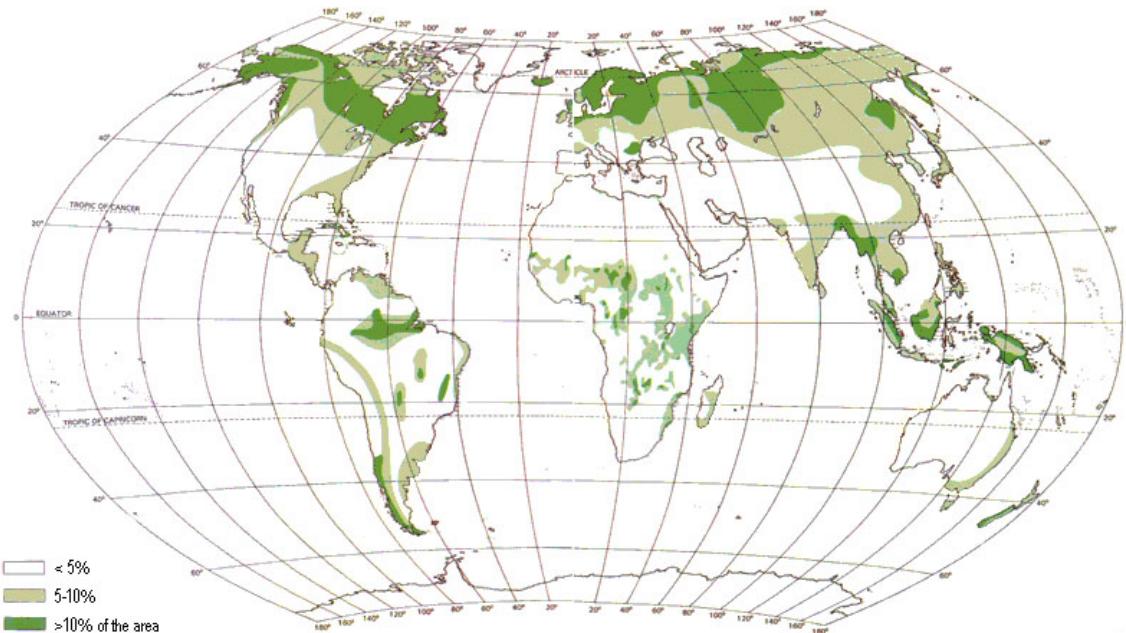


FIGURE 1.2 – Global distribution of peatlands

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

170 Classifications

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

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

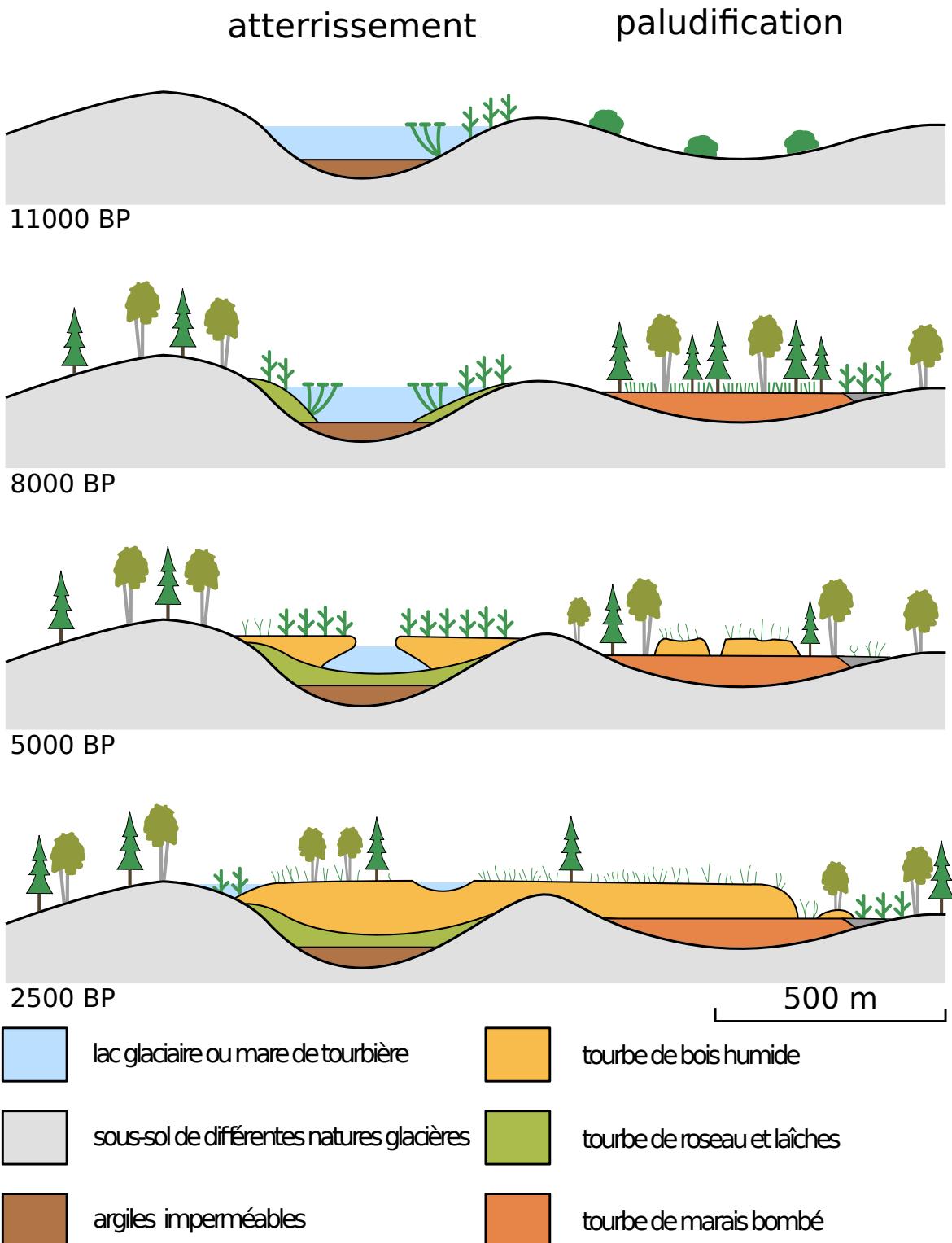


FIGURE 1.3 – Processus de formation des tourbières, à gauche l'atterrissement et à droite la paludification. modifié d'après [Manneville \(1999\)](#)

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

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

188 1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales

189 Biodiversité dans les tourbières

190 Les tourbières sont le siège d'une biodiversité importante et spécifique. Ainsi les
191 Sphaignes, qui sont des bryophytes, (des mousses) sont caractéristiques des écosystèmes
192 tourbeux. Ce sont des espèces dites ingénierues, capables de modifier l'environnement
193 dans lequel elles vivent afin de l'adapter à leurs besoins. Les sphaignes sont ainsi capable
194 d'abaisser le pH, de capter des nutriments et de les séquestrer et ce même quand
195 elles n'en ont pas besoin afin d'empêcher d'autres espèces notamment vasculaire d'en
196 profiter. Plus précisément, le fait que les sphaignes captent les nutriments via leur
197 capitulum leur permet de les intercepter avant qu'ils ne soient captés par d'éventuelles
198 racines positionnées plus bas ([Malmer et al., 1994](#); [Svensson, 1995](#)). Les sphaignes,
199 comme de nombreuse mousses ont des litières relativement récalcitrantes⁴ ([Hobbie,](#)
200 [1996](#); [Liu et al., 2000](#)). La vitesse de décomposition relative entre les différentes espèces
201 de sphaignes est mal connue ([Cornelissen et al., 2007](#)). Des différences ont été observées
202 entre espèces pour les parties jeunes de la plante, mais la différence est moindre pour
203 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	

204 **Qualité des eaux**205 **Puits de carbone**

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

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

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

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

226 matières produites plus faible.

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

230 1.1.3 Les tourbières et les changements globaux

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

235 Contrainte anthropique

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

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

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

252 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

²⁵³ humaines.

²⁵⁴ Contrainte climatique

²⁵⁵ 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.

²⁷¹ Cette forte saisonnalité n'est pas attendue lors du réchauffement actuel. L'effet estimé dans les hautes latitudes, semble plus important pendant l'hiver et l'automne,

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

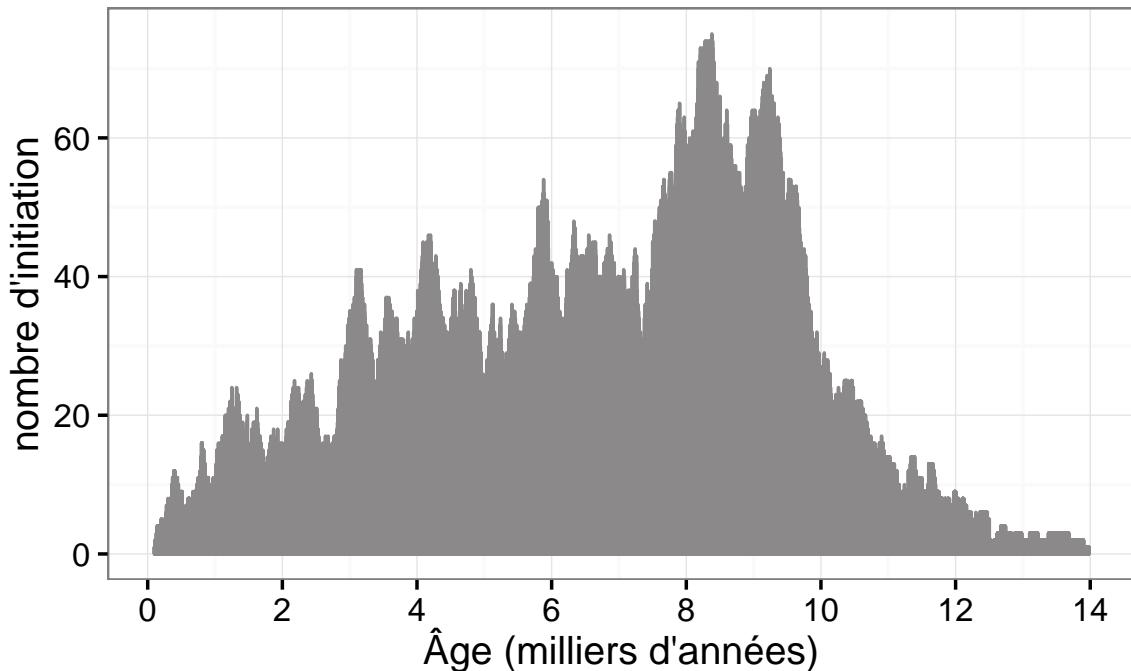


FIGURE 1.4 – Nombre de tourbières nouvellement formées pendant l'holocène. Modifié d'après ([MacDonald *et al.*, 2006](#))

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

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

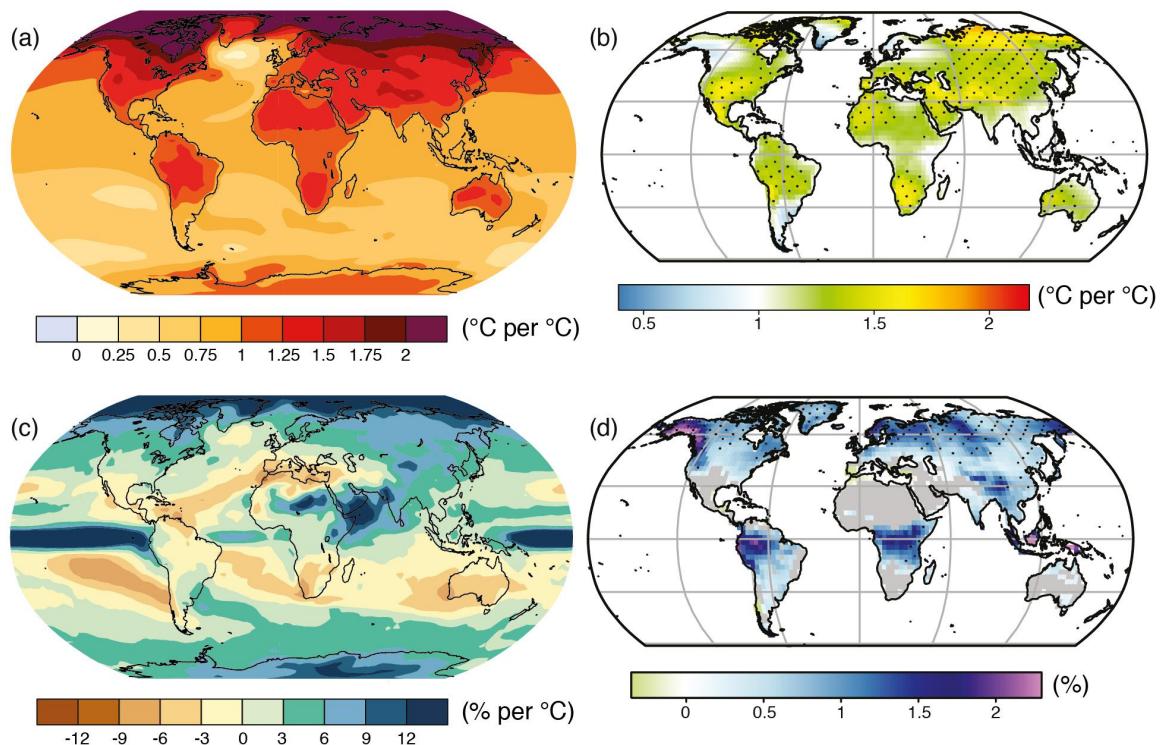


FIGURE 1.5 – Projection des changements à l'horizon 2100, des moyennes et extrêmes annuels (sur terre) des températures de l'air et des précipitations : (a) température de surface moyenne par °C de changement global moyen, (b) 90^e percentile des températures journalières maximum par °C de changement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

²⁸⁴ 1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs
²⁸⁵ contrôlants

²⁸⁶ Cette partie s'attache à décrire les GES et leurs liens avec les tourbières, les flux de
²⁸⁷ carbone et des processus qui y sont liés, puis facteurs contrôlants ces flux à l'échelle des
²⁸⁸ processus jusqu'aux individus et communautées (nécessaire afin de pouvoir appréhender
²⁸⁹ correctement ces flux à des échelles plus large), les facteurs contrôlant à l'échelle de
²⁹⁰ l'écosystème (colonne de tourbe, site complet) et enfin les bilans de carbone.

²⁹¹ 1.2.1 GES et Tourbières

²⁹² Dans l'atmosphère le carbone est principalement présent dans l'atmosphère sous
²⁹³ forme de dioxyde de carbone (CO_2) et de méthane (CH_4).

²⁹⁴ La concentration en CO_2 dans l'atmosphère fluctuait avant l'ère industrielle entre
²⁹⁵ 180 et 290 ppm. En 1750 au début de l'ère industrielle sa concentration était de 280 ppm
²⁹⁶ environ avant d'augmenter pour atteindre 391 ppm aujourd'hui (moyenne annuelle en
²⁹⁷ 2011) ([Ciais et al., 2014](#)). Différents processus permettent d'extraire du CO_2 de l'at-
²⁹⁸ mosphère, la photosynthèse, la dissolution du CO_2 dans l'océan et enfin l'altération de
²⁹⁹ silicate et les réactions avec le carbonate de calcium. Ces processus s'effectuent avec des
³⁰⁰ échelles de temps différentes, en conséquence après une émission de CO_2 , il ne reste que
³⁰¹ 40 % de cette émission après 100 ans, mais il reste toujours plus de 20 % après 1000 ans
³⁰² et plus de 10 % après 10 000 ans ([Joos et al., 2013; Ciais et al., 2014](#)) (Figure 1.6).

³⁰³ La concentration en méthane de l'atmosphère est estimée à 350 ppb il y a 18 000 ans
³⁰⁴ environ lors de la dernière glaciation, à 720 ppb en 1750, et à 1800 ppb aujourd'hui
³⁰⁵ (ou plutôt en 2011) ([Ciais et al., 2014](#)). À l'inverse du CO_2 sa durée de vie dans
³⁰⁶ l'atmosphère est limitée : moins de 10 ans ([Lelieveld et al., 1998; Prather et al., 2012](#)).
³⁰⁷ 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 CO_2 . Le PRG du CO_2 vaut donc 1 par définition.

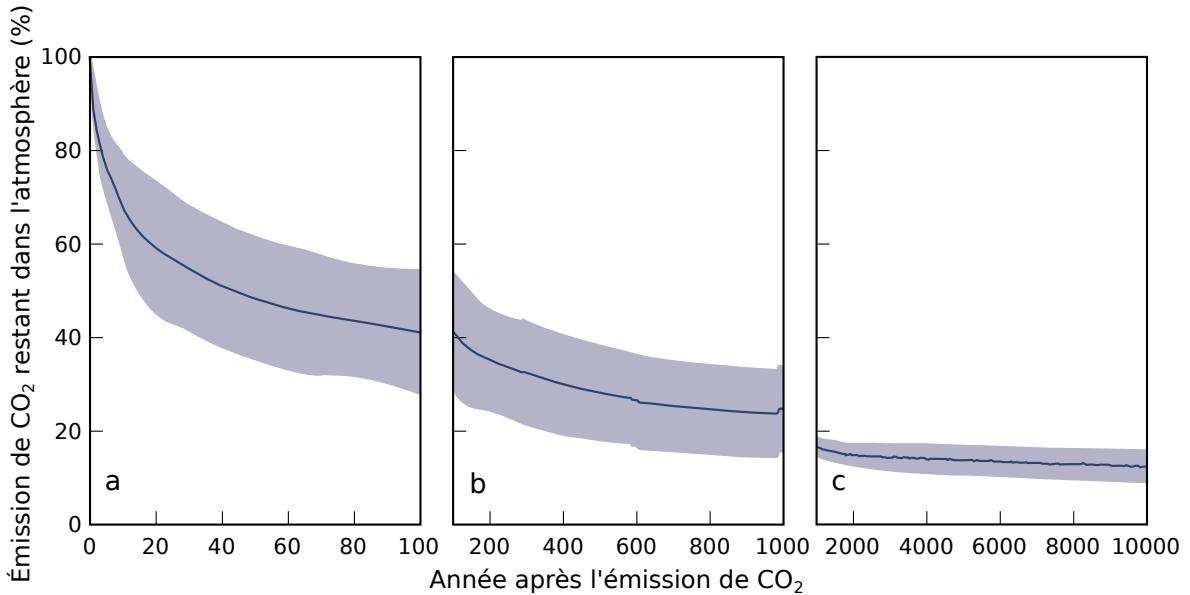


FIGURE 1.6 – Décroissance de la proportion de CO₂ de l'atmosphère suite à une émission idéalisée de 100 PgC. les graphes (a) et (b) est une moyenne de modèles (Joos *et al.*, 2013), le graphe (c) est une moyenne d'autres modèles (Archer *et al.*, 2009). Modifié d'après (Ciais *et al.*, 2014).

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

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

316 1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières

317 De l'atmosphère à l'écosystème

318 Avant de stocker et de conserver du carbone, le faut le capturer. Ce transfert du
 319 carbone de l'atmosphère à la tourbe se fait sous la forme de CO₂, assimilé lors de la
 320 photosynthèse. Principalement par les végétaux supérieurs, et éventuellement, bien que
 321 dans de moindre proportions, par des algues, des lichens ou des bactéries photosyn-
 322 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

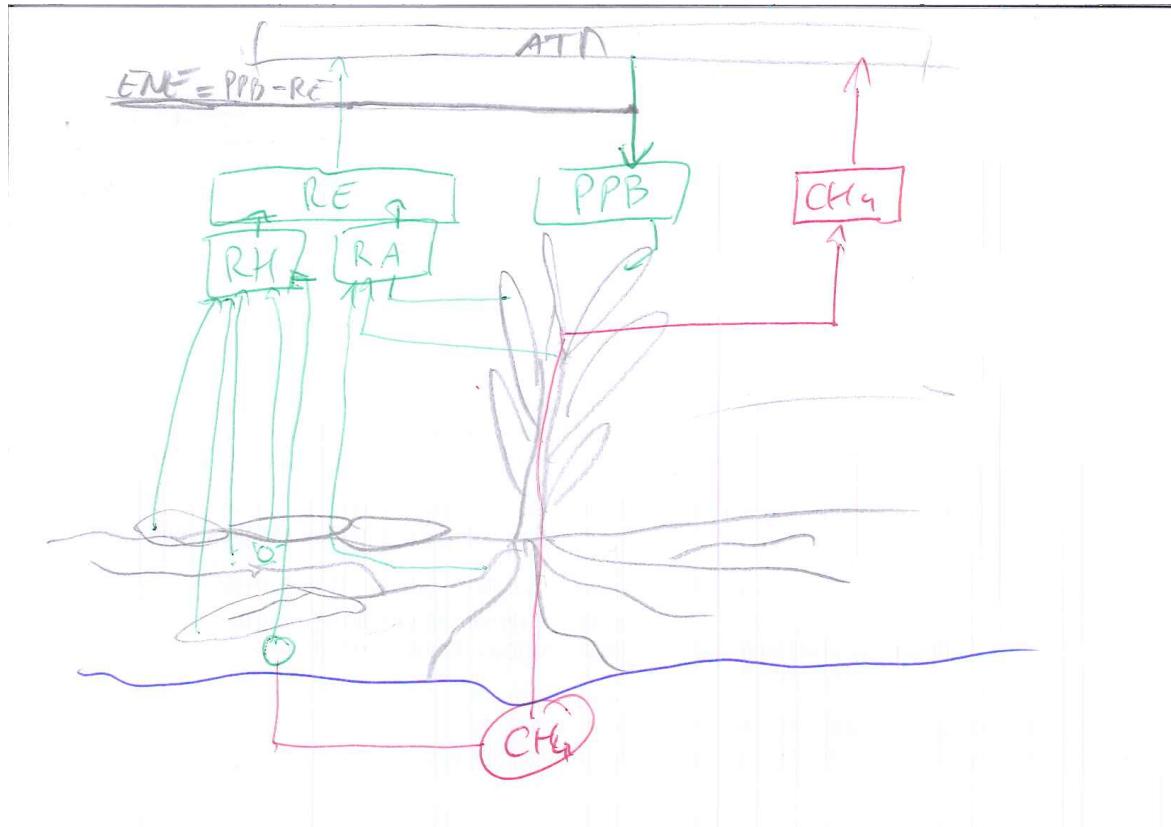


FIGURE 1.7 – schéma des flux de carbone entre une tourbière et l'atmosphère

323 suivante :



324 Si la photosynthèse est le processus majeur d'assimilation du CO_2 , il existe d'autres
325 voies métaboliques permettant la capture du CO_2 de l'atmosphère. Ainsi les micro-
326 organismes chemolithotrophes (**expliquer**) sont capables d'assimiler le CO_2 en uti-
327 lisant l'énergie issue de l'oxydation de composés inorganiques, ce que l'on appelle la
328 chimiosynthèse.

329 On définit donc la **Production Primaire Brute** (PPB), *Gross Primary Produc-*
330 *tion*, (*GPP*) en anglais comme :

PRODUCTION PRIMAIRE BRUTE (PPB) :

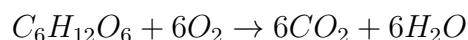
Quantité de carbone extraite de l'atmosphère et transformée en matières organiques par l'écosystème principalement par photosynthèse. Ce flux est exprimé en quantité de carbone par unité de surface et de temps.

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. L'accumulation moyenne estimée dans les tourbières boréales est de 30 gC m⁻². Le taux d'accumulation varie en fonction des espèces végétales présentes ((Réf needed)), le niveau d'eau ((Réf needed)), ... (???)

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 suite à sa réaction 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 avoir plusieurs sources. Au niveau cellulaire, la respiration peut être écrite sous la forme :



Le CO₂ est émis dans l'atmosphère à travers 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 de CO₂, sont représentées dans la figure 1.7. La ou plutôt les respirations sont généralement séparées en deux. D'un côté la respiration végétale, que ce soit celle de feuilles, des tiges,

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

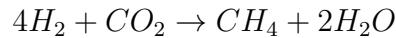
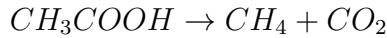
353 des racines et que l'on appelle la **respiration autotrophe**. De l'autre rassemblé sous le
354 vocable de **respiration hétérotrophe**, la respiration de la rhizosphère, liée à l'émission
355 d'exsudats par les racines, la décomposition des litières et des matières organiques, la
356 respiration de la faune et l'oxydation du CH₄ par les organismes méthanotrophes.
357 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.

359 On distingue la respiration de l'écosystème de celle du sol en définissant la respiration
360 du sol (RS) comme l'ensemble des respirations de la colonne de sol, à l'exclusion de la
361 partie aérienne ([Luo et Zhou, 2006a](#)). Cependant, dans la littérature la respiration du
362 sol semble parfois être considérée comme équivalente à la respiration de l'écosystème,
363 ou du moins cette terminologie est parfois utilisée de façon synonyme à la respiration
364 de l'écosystème ([Raich et Schlesinger, 1992](#)). Les études discriminant RS et RE montrent
365 ainsi que dans des sols tourbeux RS compte pour plus de 60 % de RE [Lohila et al.](#)
366 ([2003](#)) La production de CO₂ est donc un signal multi-sources intégré sur l'ensemble
367 de la colonne de tourbe. C'est cette multitude de processus qui rend l'estimation de ce
368 flux difficile, en effet chacune des respirations n'aura pas la même sensibilité vis à vis
369 de facteurs contrôlant.

370 Conséquence du niveau de nappe élevé des tourbières, le développement d'une zone
371 anoxique importante dans la colonne de sol favorise la production de CH₄. Il est produit
372 par des Archaea méthanogènes, des organismes anaérobies vivants sous le niveau
373 de la nappe. En moyenne des flux de CH₄ mesurés dans les tourbières s'étendent
374 de 0 à plus 0,96 µmol m⁻² s⁻¹, avec généralement des flux compris entre 0,0048 et
375 0,077 µmol m⁻² s⁻¹ ([Blodau, 2002](#)). Le CH₄ est principalement produit à partir d'acétate
376 (CH₃COOH) ou de dihydrogène (H₂), ces deux composés étant dérivés de la dé-
377 composition préalable de matières organiques ([Lai, 2009](#)).



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



383 On défini le flux de CH₄ comme :

FLUX DE CH₄ (F_{CH₄}) :

384 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.

385 Cette partie montre donc que si le flux de carbone de l'atmosphère à l'écosystème
 386 à pour source quasiment unique la réaction de photosynthèse des plantes, le flux de
 387 carbone de l'écosystème vers l'atmosphère est multi-source avec un nombre important
 388 de réactions de respirations et de fermentations. La variabilité du premier vient donc
 389 majoritairement de la composition des communautés végétales et de leurs sensibilités
 390 aux conditions environnementales. Celle du second est multiple, liée à la diversité des
 391 réactions et communautés végétales ou animales impliquées, de leur sensibilité aux
 392 conditions environnementales.

393 1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux

394 Dans cette partie seront décrit les facteurs qui contrôlent les flux de carbone en
 395 commençant à une échelle relativement fine pour atteindre celle de l'écosystème qui

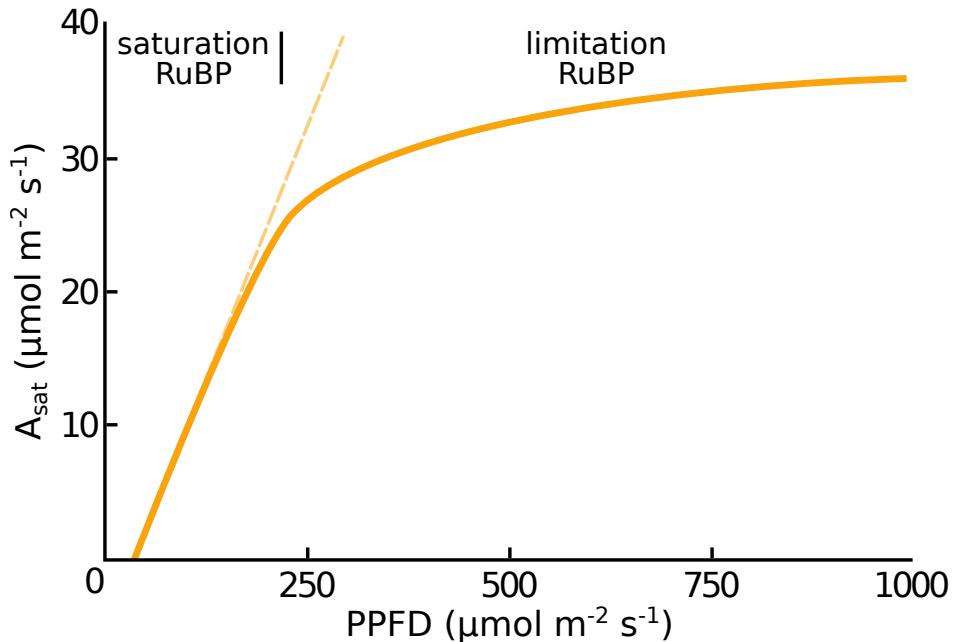


FIGURE 1.8 – todo, modifié d'après [Long et Hällgren \(1993\)](#)

396 nous intéresse plus particulièrement. Cette échelle inclue la colonne de tourbe, le mé-
 397 socosme, en tant que partie d'un ensemble plus vaste, en tant que sous-écosystème.
 398 Elle inclue forcément l'écosystème dans son sens général, regroupant les écosystèmes
 399 tourbeux mais également l'écosystème au sens plus spécifique de l'entité étudiée. Les
 400 facteurs majeurs qui contrôlent ces flux de carbone sont globalement connus. Comme
 401 bon nombre de réactions biochimiques les vitesses de réaction des processus décrit
 402 précédemment sont fonction de la température. Cette relation est connue depuis long-
 403 temps. Elle a été mise en évidence par un chimiste suédois en 1889 : Svante August
 404 Arrhenius sur la base de travaux réalisés par un autre chimiste, néerlandais, Jacobus
 405 Henricus Van't Hoff. Le niveau de la nappe, interface entre un monde oxique et un
 406 monde anoxique, et la teneur en eau du sol vont également jouer sur ces flux. La vé-
 407 gétation également que ce soit de façon directe comme siège de la photosynthèse ou
 408 indirecte, notamment en fournissant des nutriments de son vivant à travers les exsudats
 409 racinaires, ou à sa mort en devenant litière.

410 la photosynthèse

411 À l'échelle d'un végétal, la quantité de carbone assimilable par la photosynthèse
 412 est fonction de la quantité de lumière reçue (Long et Hällgren, 1993). La quantité
 413 de carbone assimilée augmente d'abord de façon linéaire avec le rayonnement, avant
 414 d'être limitée par la régénération d'une enzyme, la Rubisco⁶, nécessaire à la fixation
 415 du CO₂ (Figure 1.8). Les limitations de l'assimilation, que ce soit la pente initiale de la
 416 partie linéaire, ou l'assimilation maximale, varient de façon importante en fonction de
 417 l'espèce considérée (Wullschleger, 1993). La régénération de la Rubisco, qui limite la
 418 photosynthèse, est contrainte par la capacité de transport des électrons. La vitesse de
 419 ce transport est liée à la température et est traditionnellement décrit par une équation
 420 d'arrhenius modifiée, relativement complexe, ou par une équation simplifiée (Farquhar
 421 et al., 1980; June et al., 2004).

422 **Teneur en eau vs plante** Le niveau de la nappe contraint également la teneur
 423 en eau du sol et la hauteur de la frange capillaire. Cette dernière atteint généralement
 424 la surface tant que le niveau de la nappe ne descend pas en dessous de 30 à 40 cm
 425 (Laiho, 2006). La hauteur du niveau d'eau va influer sur le bien-être des différentes
 426 communautés végétales. Un niveau d'eau important risque de diminuer l'accès de la
 427 végétation vasculaire à l'oxygène par leur racines et aux substrats tandis qu'il sera
 428 propice au développement de sphagnes. À l'inverse un niveau d'eau faible risque de
 429 faciliter le développement de certains végétaux vasculaires au détriment des bryophytes
 430 (**Réf needed**).

431 À l'échelle de communautés végétales, des groupes de végétaux, la productivité
 432 primaire varie. Les bryophytes n'ont pas la même productivité primaire que les gr-
 433 minées ou que les arbustes. En plus de ces différences entre groupes de végétaux, il
 434 existe également des différences de productivité pour un même groupe selon le type de
 435 tourbière (Moore et al., 2002 dans Rydin et Jeglum, 2013a). Alors que dans les tour-
 436 bières de haut-marais, les sphagnes et les arbustes ont une productivité importante,
 437 les herbacées et graminées ont une productivité beaucoup plus faible. À l'inverse ce

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

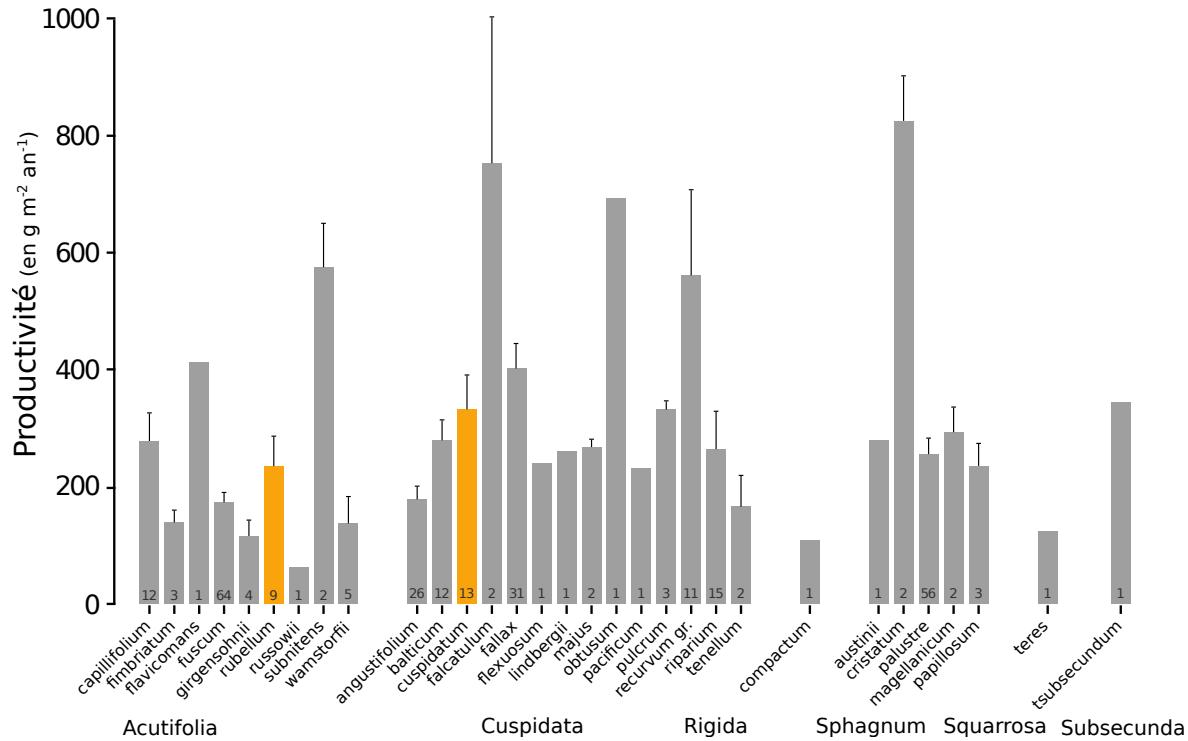


FIGURE 1.9 – Productivités moyennes des espèces de sphaignes en $\text{g m}^{-2} \text{an}^{-1}$. Les barres d'erreurs représentent l'erreur standard. Le nombre d'observation est indiqué par les nombres à l'intérieur des barres. Les espèces en orange sont celles rencontrées sur le site d'étude. modifié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

438 sont les herbes et les graminées qui ont la plus forte productivité dans les tourbières
 439 de bas-marais pauvres. Elles sont suivie par les sphaignes puis les arbustes. Au sein
 440 même de ces groupes la productivité peut varier de façon importante, c'est ce que
 441 montrent Gunnarsson (2005) avec les sphaignes, dont la productivité, selon l'espèce et
 442 les conditions dans lesquelles elle vit, varie fortement (Figure 1.9).

443 Compétitions inter-espèces ?

444 La composition des communautés végétales va également influer sur le potentiel
 445 photosynthétique de l'écosystème, qui peut varier selon le végétal considéré (Moore
 446 et al., 2002).

447 L'effet d'une variation du niveau de la nappe et de la température, jouant sur
 448 la végétation va également jouer sur la PPB. Distinguer ces deux facteurs n'est pas
 449 anodin, la majorité des études réalisées sur le terrain montre les effets des deux fac-
 450 teurs combinés. Ainsi Cai et al. (2010) ont montré que des conditions plus chaudes
 451 et sèches pouvaient augmenter la PPB. L'effet du niveau de la nappe peut varier se-

lon le contexte : Dans une étude des effets à long terme de variation du niveau de la nappe, [Ballantyne et al. \(2014\)](#) montrent qu'une baisse du niveau de la nappe entraîne une augmentation de la PPB en facilitant l'accès des plantes vasculaire à l'oxygène et aux nutriments. Paradoxalement, la hausse d'un niveau de nappe, initialement bas et entraînant un stress hydrique important, conduira également à une augmentation de la PPB ([Strack et Zuback, 2013](#)). Ces effets sont variables selon les communautés végétales et le contexte dans lequel elles se trouvent. Pour un gradient de niveau de nappe qui augmente dans une tourbière de haut-marais, [Weltzin et al. \(2000\)](#) montent une diminution de la productivité des arbustes, tandis que celle des graminées n'est pas affectée. À l'inverse, pour un gradient similaire dans une tourbière de bas-marais, la productivité des arbustes n'est pas affectés tandis que celle des graminées augmente. Un opposition similaire est également relevé concernant les graminées soumises à un traitement infra-rouge afin de les réchauffer. Ces dernières voient leur productivité diminuer dans la tourbière de haut-marais et augmenter dans la tourbière de bas-marais. [Munir et al. \(2015\)](#) isolent également l'effet de la température en utilisant des OTC (*Open Top Chamber*). Ces dispositifs, ressemblent à des serres ouvertes et permettent de réchauffer une zone de la tourbière. Ils montrent que dans les zones sans manipulation du niveau de la nappe, le réchauffement des OTC, augmente la PPB.

470 La RE

471 La respiration, au sens de la réaction biochimique telle que décrite par l'équation [1.2.2](#) est catalysée par la température. Cette réaction est limitée par la quantité 472 de substrat et la présence d'oxygène. Dans les tourbières la limitation en substrat n'a 473 de sens que vis-à-vis de communautés spécifiques. Les substrats facilement utilisable, 474 typiquement les sucres peuvent devenir limitant (**Réf needed**). La tourbière n'est 475 qu'un tas de substrat de plus en plus difficile à dégrader avec la profondeur, plus les 476 substrats sont facilement utilisable plus leur utilisation est rapide est plus ils risquent 477 de devenir limitant. Inversement moins les substrats sont dégradables plus leur utili- 478 sation est lente et plus ils s'accumulent. Mais l'accès à l'oxygène rendu difficile par les 479

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

480 hauteurs élevées du niveau de la nappe est prépondérant (**Réf needed**). La qualité du
481 substrat (la facilité qu'il aura à être dégradé) va donc jouer sur la vitesse de respiration)
482 Par ailleurs, la photosynthèse en libérant des substrat, les exsudats racinaires, permet
483 influe également sur la respiration.

484 Partitionnement de la RE

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

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

501 De façon plus indirecte, le type de végétation joue sur la vitesse de décomposition
502 des litières. La végétation peut également stimuler la respiration des micro-organismes
503 présent dans la rhizosphère⁸ via la libération d'exsudats racinaires ([Moore et al., 2002](#)).

504 l'ENE

505 On défini l'Échange Net de l'Écosystème comme

7. définition méso

8. zone du sol impacté par les racines

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.

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

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

520 À noter un article particulièrement intéressant (Lund *et al.*, 2012) dans lequel,
 521 dans un même site une baisse du niveau de la nappe 2 années différentes entraînera
 522 une baisse de l'ENE dans les 2 cas, mais dans l'un des cas cette baisse est contrôlée
 523 par un augmentation de la respiration et dans l'autre cas cette baisse est contrôlée par
 524 une diminution de la photosynthèse.

525 Également un article de Ballantyne *et al.* (2014) qui lui ne note pas d'effet d'une
 526 baisse du niveau de la nappe sur l'ENE car l'augmentation de la respiration est com-
 527 pensée par une augmentation de la photosynthèse.

9. Attention cependant, certains papiers changent cette convention

528 **Le CH₄**

529 La production du CH₄, par des Archaea méthanogènes principalement à partir
530 d'H₂ et d'acétate, est contrôlée par la disponibilité de ces substrats ([Segers, 1998](#)).
531 L'ajout de substrats à destination des méthanogènes (acétate, glucose, éthanol) tend à
532 augmenter les émissions de CH₄ [Coles et Yavitt \(2002\)](#). Le niveau de la nappe est un
533 autre facteur contrôlant les flux de CH₄. Généralement plus le niveau est important plus
534 la zone potentiel de production du CH₄ est importante et plus les émissions sont fortes
535 ([Pelletier et al., 2007](#)). Par contre une augmentation du niveau de la nappe au dessus de
536 la surface peut conduire à une diminution des émissions de CH₄ (bubier1995,sundh1995
537 dans lai2009) Les flux sont d'autant plus forte en présence de végétation ([Pelletier et al.,](#)
538 [2007](#)). Enfin la température joue généralement un rôle important, augmentant la vitesse
539 de production et pouvant faciliter son transport par ébullition ou via la végétation ([Lai,](#)
540 [2009](#)).

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

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

546 **Conventions**

547 Dans ce document les flux (RE, PPB et F_{CH₄}) sont exprimés en valeur absolue
548 afin de faciliter leur étude. Les bilans seront établis en prenant l'écosystème comme
549 référence : les flux RE et F_{CH₄} seront comptés négativement et la PPB sera comptée
550 positivement. Par la suite l'abréviation PPB et le mot photosynthèse seront employés
551 de façon inter-changeable de même que RE et respiration et se rapportera à ces flux,
552 sauf mention contraire.

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

556 écosystème et comment ils sont estimés.

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

561 **1.2.4 Bilans de C à l'échelle de l'écosystème**

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

566 Le calcul d'un bilan de carbone à l'échelle d'un écosystème permet de détermi-
567 ner si l'équilibre (où le déséquilibre) des flux tend à stocker du carbone, le système
568 fonctionnant alors comme un puits, ou à libérer du carbone, le système fonctionnant
569 alors comme une source. Il existe différentes façon de réaliser le bilan de carbone d'une
570 tourbière que l'on peut séparer en deux approches principales. La première approche
571 consiste à utiliser l'archive tourbeuse pour estimer des vitesses d'accumulation de la
572 tourbe. Cette méthode permet d'étudier la fonction puits sur des temps long (derniers
573 millénaires) et de lier d'éventuels changements dans les vitesses d'accumulation à des
574 facteurs environnementaux. La seconde approche se base d'avantage sur des mesures
575 actuelles des différents flux afin d'étudier, sur des temps forcément plus court, l'évolu-
576 tion de la prépondérance puits/source d'un écosystème. Les deux approches sont donc
577 complémentaires.

578 **Estimation des bilans de carbone passé**

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

581 **tableau LORCA ajouter colonne contexte (exple : 7 tourbières ombro-
582 trophes)**

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

583 Estimation des bilans de carbone contemporain

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

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

587 — ENE : Échange Net de l'Écosystème

588 — PPB : Production Primaire Brute

589 — Re : Respiration de l'Écosystème

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

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

592 — F_{CH_4} : Flux de Méthane

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

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

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

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

597 zeuse, dissoute...

598 Dans les tourbières, les flux de CO₂ sont généralement les plus importants (**Réf
599 needed**), puis les flux de CH₄ et/ou de COD et enfin les flux de COP.

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

602 D'autres méthodes, moins souvent utilisées, existent comme l'utilisation du ratio
603 C :N (Kirk2015)

604 1.2.5 Méthodologies, mesures et estimation des flux

605 Mesure des flux de gaz

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

608 Les chambres peuvent être ouvertes, c'est à dire que la mesure se fait lorsque le
609 gaz à l'intérieur de la chambre à l'équilibre avec celui à l'extérieur, ou fermées, dans
610 ce cas le gaz à l'intérieur de la chambre n'est pas à l'équilibre avec celui à l'extérieur.

611 Elles peuvent également être dynamique, lorsqu'un système de pompe, permettant
612 notamment de transporter le gaz jusqu'à l'analyseur, est présent. Ou statique si le
613 système est sans flux artificiel.

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

624 Il faut noter que les dénominations anglaises de ces méthodes doit faire l'objet d'une

attention particulière. *Closed chamber* par exemple est parfois utilisé pour se référer à l'état ou non d'équilibre, comme défini dans ce document, mais parfois également pour désigner les méthodes de chambre sans système de flux ce qui peut prêter à confusion Pumpanen *et al.* (2004). Souvent utilisées les dénominations *open/closed* et *dynamic/static* sont décrites dans Luo et Zhou (2006c), une autre convention peut être rencontrée : *flow-through/non-flow-through* et *steady state/non-steady state* Livingston et Hutchinson (1995)

Ces différentes méthodes ont divers avantages et inconvénients.

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

Les méthodes d'Eddy Covariance se basent sur...

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

638 Estimation des flux

Quand ils ne peuvent pas être mesurés avec une haute fréquence, que ce soit à l'aide de tour Eddy-covariance ou de chambres automatiques, les flux sont estimés à partir de mesures ponctuelles. La respiration est généralement estimée en utilisant la température que ce soit celle de l'air (Bortoluzzi *et al.*, 2006) ou celle du sol à différentes profondeurs : -5 cm (Görres *et al.*, 2014; Ballantyne *et al.*, 2014), -10 cm Kim et Verma (1992); Zhu *et al.* (2015). Le niveau de la nappe est parfois pris en compte (Strack et Zuback, 2013; Munir *et al.*, 2015), plus rarement la végétation (Bortoluzzi *et al.*, 2006; Karki *et al.*, 2015).

Il existe donc une variabilité importante dans les équations utilisées, dans la nature et le nombre des facteurs pris en compte ainsi que dans la manière dont ils sont pris en compte.

L'estimation de la PPB est indirecte car très difficile/impossible à mesurer de façon directe à l'échelle d'un écosystème. Elle est donc déduite à partir d'autres mesures : Celles de l'ENE pour les méthodes micro-météorologiques qui utilisent l'ENE mesurée

653 la nuit pour estimer la RE et en déduire la PPB. Celles de l'ENE et de la RE pour
654 les méthodes de chambre qui le permettent, ce qui permet là encore de déduire l'ENE
655 (grâce à l'équation X)

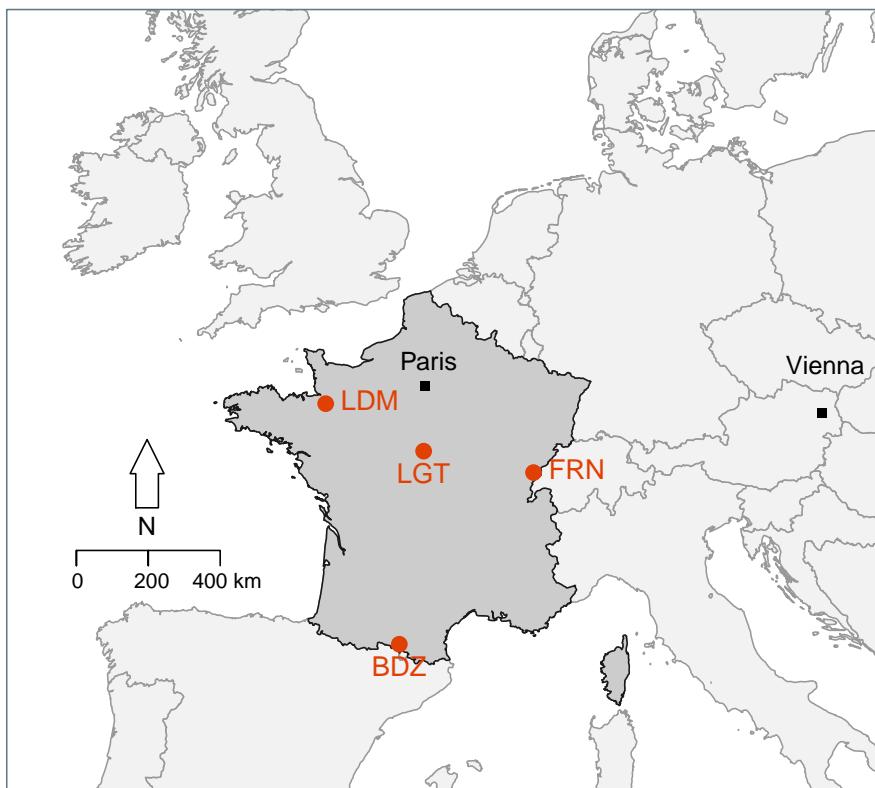
⁶⁵⁶ 2 Sites d'études et méthodologies employées

⁶⁵⁷

⁶⁵⁸	2.1 Présentation de la tourbière de La Guette	40
⁶⁵⁹	2.2 Autres sites du service national d'observation	45
⁶⁶⁰	2.3 Mesures de flux de gaz	46
⁶⁶¹	2.3.1 Les mesures de CO ₂	46
⁶⁶²	2.3.2 Les mesures de CH ₄	48
⁶⁶³	2.3.3 Le calcul des flux	50
⁶⁶⁴	2.4 Facteurs contrôlants	50
⁶⁶⁵	2.4.1 acquisitions automatisées	50
⁶⁶⁶		
⁶⁶⁷		
⁶⁶⁸		

669 2.1 Présentation de la tourbière de La Guette

670 Le site d'étude, la tourbière de La Guette, est l'un des quatre sites du service
671 national d'observation des tourbières (SNOT) qui vise à étudier la fonction puits de
672 carbone des tourbières tempérées notamment vis-à-vis des changements globaux (<http://www.sno-tourbiere.cnrs.fr/>).
673



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

FIGURE 2.1 – Site d'études SNOT

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

681 est de 80 cm avec des maximums locaux atteignant 180 cm. La tourbière de La Guette
682 est probablement topogène, formée par l'accumulation d'eau de pluie dans une cuvette
683 imperméabilisée par une couche d'argile issue d'alluvions de la rivière du même nom
684 (La Guette) (**Réf needed**). Les précipitations annuelles moyennes sur le site sont de
685 880 mm et les températures moyenne annuelle de 11 °C. L'eau du site à une conductivité
686 généralement inférieure à $80 \mu\text{S m}^{-2}$ et un pH compris entre 4 et 5. Ces caractéristiques
687 classe la tourbière parmi les tourbières minérotrophes pauvres en nutriments (*poor fen*).
688 Les datations effectuées sur le site permettent de dire que les premiers dépôts tourbeux
689 remontent à environ 5 à 6000 ans.

690 Le site a subi un certain nombre de perturbations au cours de son existence. D'abord
691 la construction, avant 1945, d'une route, la D 926 , qui coupe l'extrémité sud de la
692 tourbière favorisant son drainage. Le site a également subi un incendie en 1976. En
693 1979 des pins noirs (*Pinus nigra*) sont plantés au nord du site. Enfin 2008 le récurage
694 du fossé de drainage bordant la route semble entraîner une augmentation significative
695 des pertes d'eau du système.

696 Ces perturbations, ou au moins une partie d'entre elles, ont probablement favorisé
697 l'envahissement du site par une végétation vasculaire, notamment arborée et composée
698 de pins (*Pinus sylvestris*) et de bouleaux (*Betula verrucosa* et *pubescens*). [Viel et al.](#)
699 ([2015](#)) a pu calculé, grâce à l'étude de photos aérienne, la vitesse de fermeture du site,
700 entre 1945 et 2010, estimée à $2020 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$ avant l'incendie de 1976 et à $3469 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$
701 après. La tourbière est également envahie de façon importante par la molinie bleue
702 (*Molinia caerulea*) de la famille des *Poaceae* (Figure 2.3c). Leur présence favorisant la
703 dégradation des matières organiques ([Gogo et al., 2011](#)). Sont également présentes sur
704 le site un certain nombre d'espèces caractéristiques des tourbières comme les sphaignes,
705 principalement *Sphagnum cuspidatum* et *Sphagnum rubellum*, qui forment des tapis.
706 Un tapis de sphaignes en cours de formation est visible sur la photo 2.3a. Sur cette
707 même photo sont également visible des Linaigrettes à feuilles étroites (*Eriophorum*
708 *augustifolium*), une plante de la famille des *Cyperaceae* caractéristique des marais et
709 des landes tourbeuses ([Rameau et al., 2008](#)). Des bruyères sont également présentes de

2.1. Présentation de la tourbière de La Guette

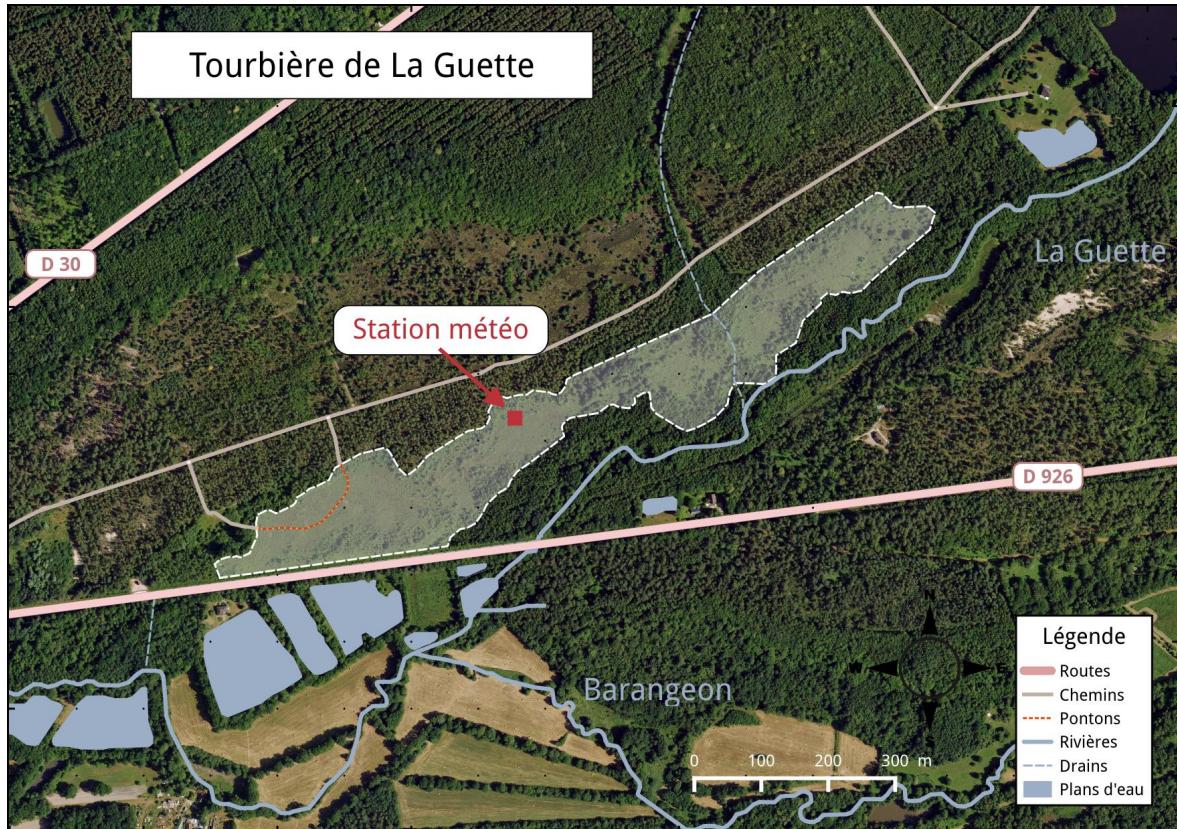


FIGURE 2.2 – Carte de la tourbière de La Guette

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

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



(a) *Sphagnum – Eriophorum austifolium*



(b) *Erica tetralix – Molinia caerulea*



(c) *Molinia caerulea*

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

2.1. Présentation de la tourbière de La Guette

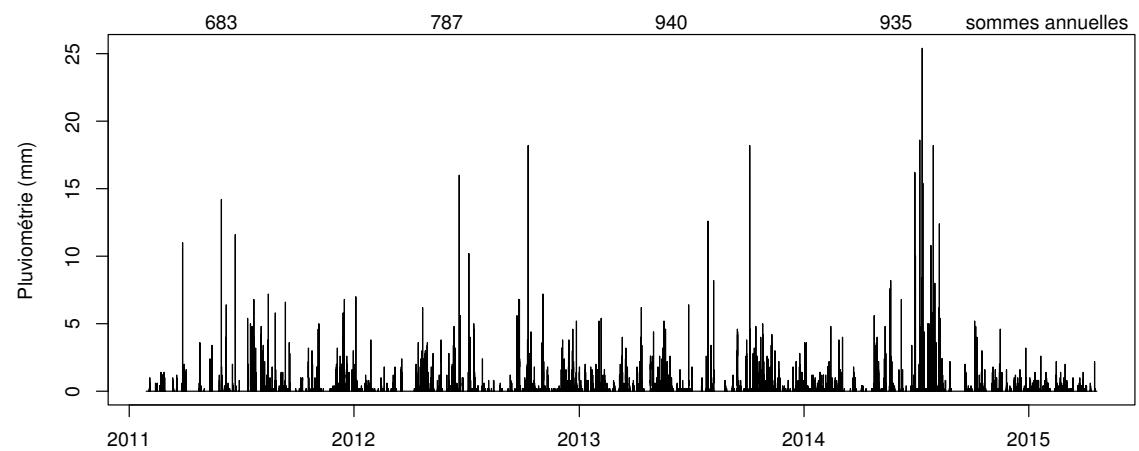


FIGURE 2.4 – Évolution du niveau de la pluviométrie, en mm, des années 2011 à 2014

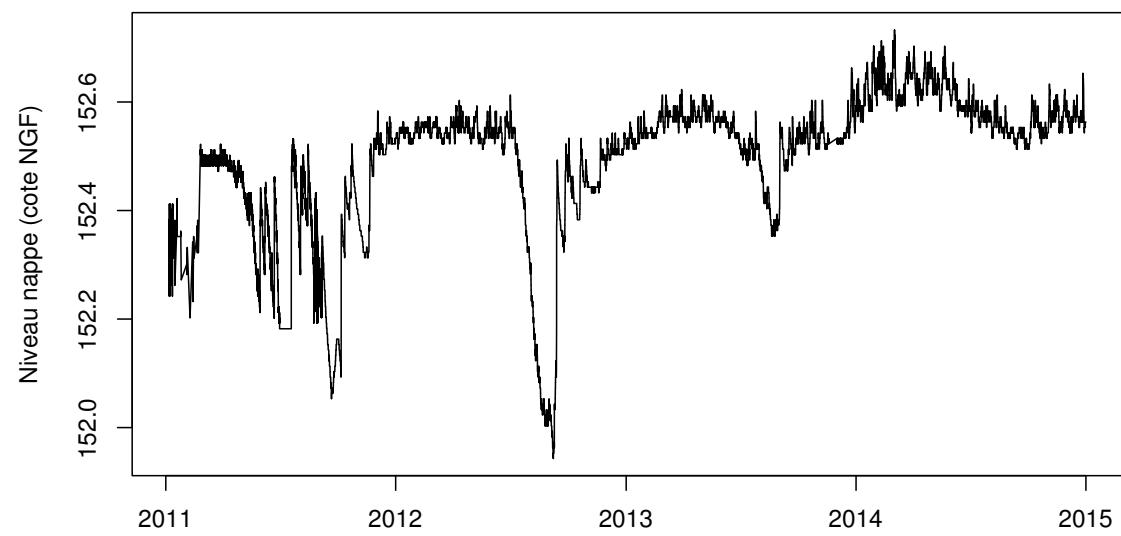


FIGURE 2.5 – Évolution du niveau de la nappe, en cm par rapport à la surface, des années 2011 à 2014

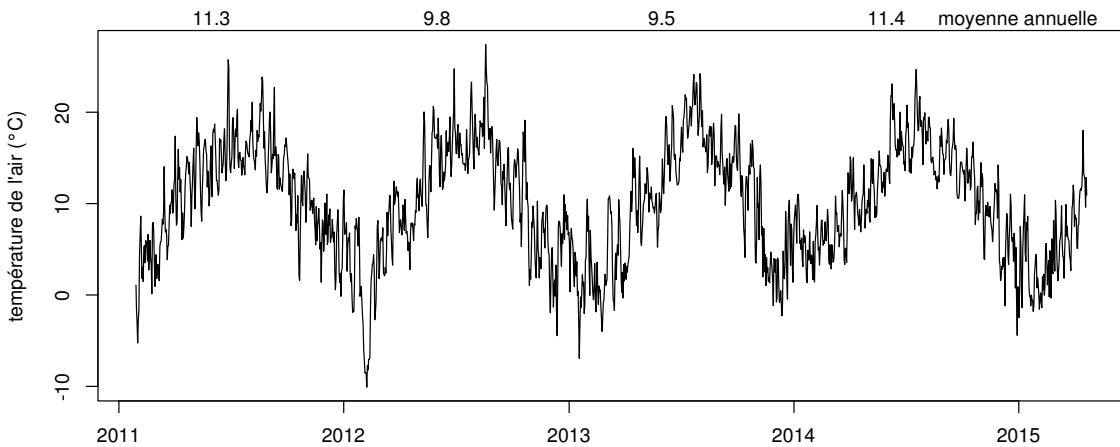


FIGURE 2.6 – Évolution de la température de l'air (en °C) des années 2011 à 2014

⁷²⁴ de la température moyenne de l'air semblent moins marquées. L'année 2011 est très
⁷²⁵ proche de 2014 avec une température moyenne supérieure à 11 °C. De la même façon
⁷²⁶ les années 2012 et 2013 sont très proches avec des températures moyennes inférieures
⁷²⁷ à 10 °C.

⁷²⁸ 2.2 Autres sites du service national d'obser- ⁷²⁹ vation

⁷³⁰ Bien que moins étudiés, les autres sites du SNOT, Bernadouze, Frasne et Landemara-
⁷³¹ rais ont également fait l'objet d'un suivi ponctuel en 2013. La tourbière de Bernadouze
⁷³² est situé à 1400 m dans les Pyrénées, en Ariège (N 42°48'09", E 1°25'24"). Elle est
⁷³³ relativement petite avec 3,75 ha seulement. La tourbière de Frasne est situé à 840 m
⁷³⁴ dans le Doubs et s'étend sur une surface de 98 ha. Enfin la tourbière de Landemarais
⁷³⁵ est située en Ille-et-villaine, à 154 m et s'étend sur 23 ha. les températures annuelles
⁷³⁶ moyennes sur ces trois sites sont respectivement de 6, 7,5 et 11 °C. les précipitations
⁷³⁷ annuelles étant de 1700, 1400, 870 mm.

2.3. Mesures de flux de gaz

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

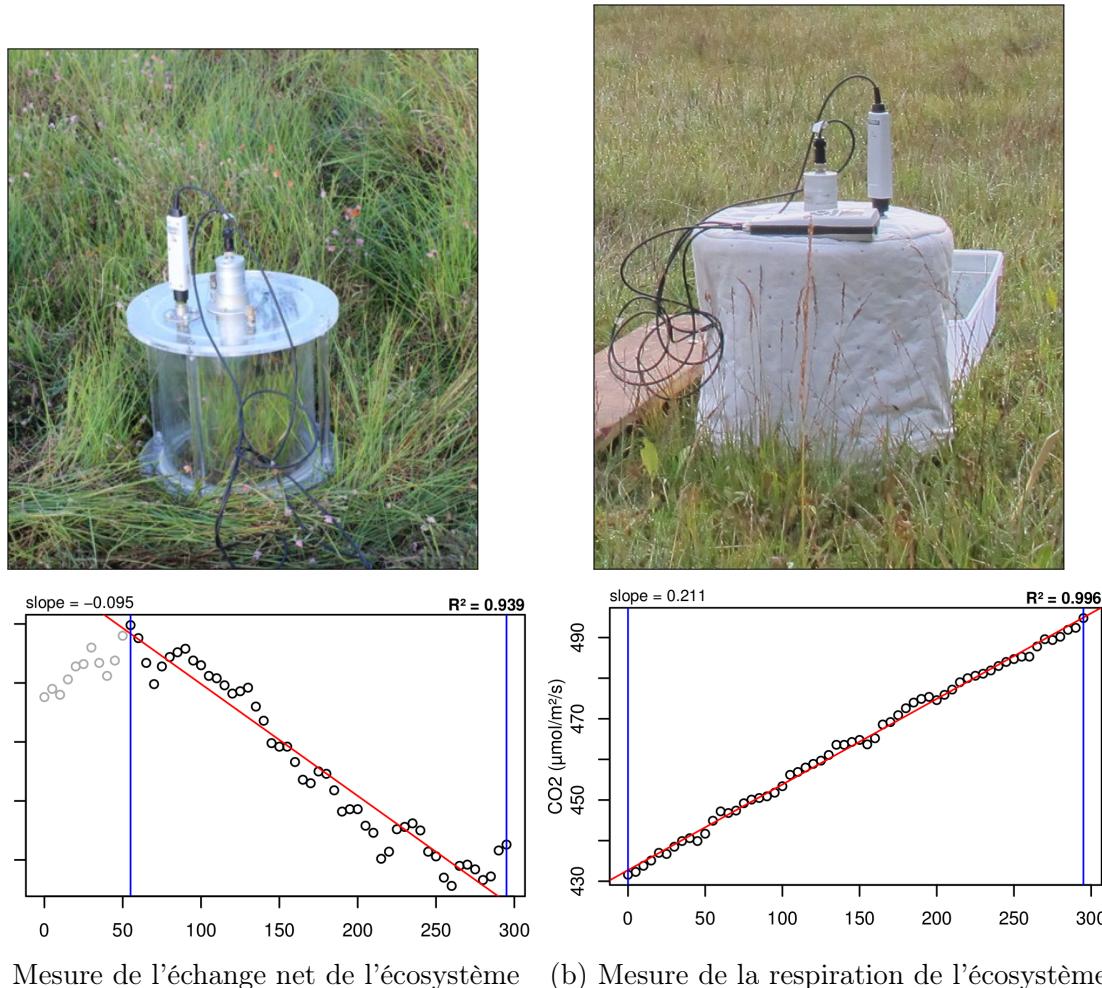
743 2.3 Mesures de flux de gaz

744 2.3.1 Les mesures de CO₂

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

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

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


 FIGURE 2.7 – Mesures de CO₂

764 5 min de la concentration en CO₂, de la température et de l'humidité. La mesure se
 765 déroule donc sur une période de temps relativement courte afin de minimiser le dés-
 766 équilibre avec le milieu extérieur. Dans ce but les mesures ont parfois été manuellement
 767 raccourcies, 2 à 3 min d'acquisition, si une pente claire se dégageait rapidement. Ceci
 768 notamment lorsque les conditions météorologiques, chaudes et ensoleillées, laissaient
 769 supposer une différence rapidement importante vis-à-vis des conditions extérieures.
 770 Généralement, deux acquisitions de CO₂ sont faites à la suite sur une même embase.
 771 La première, avec la chambre transparente nue, permettant l'enregistrement de l'ENE
 772 (Figure 2.7-a). La seconde avec la chambre recouverte d'une chaussette de tissu occul-
 773 tant, isolant la chambre de la lumière, permettant d'interrompre la photosynthèse et
 774 donc d'enregistrer les respirations (RE) (Figure 2.7-b).

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

2.3. Mesures de flux de gaz

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

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

789 2.3.2 Les mesures de CH₄

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

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



FIGURE 2.8 – SPIRIT

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

⁸¹⁷ **2.3.3 Le calcul des flux**

⁸¹⁸ Que ce soit pour le CO₂ ou le CH₄, le flux de gaz est calculé à l'aide de l'équation
⁸¹⁹ suivante :

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

⁸²⁰ Avec :

⁸²¹ F : le flux en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$

⁸²² X : la concentration en gaz mesuré en $\mu\text{mol mol}^{-1}$

⁸²³ P : la pression atmosphérique en $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$

⁸²⁴ R : la constante des gaz parfaits en $\text{kg m}^2 \text{s}^{-2} \text{mol}^{-1} \text{K}^{-1}$

⁸²⁵ T : la température dans la chambre en K

⁸²⁶ V : le volume de la chambre en m³

⁸²⁷ S : la surface occupée par l'embase en m²

⁸²⁸ **2.4 Facteurs contrôlants**

⁸²⁹ Afin de déterminer l'impact de facteurs contrôlants sur ces flux, mesurer les flux
⁸³⁰ ne suffit pas il faut également mesurer les variables environnementales dont on pense
⁸³¹ qu'elles seront des facteurs contrôlants importants. La description des techniques et
⁸³² matériels communs aux différentes expérimentations utilisées est développée ci-dessous.
⁸³³ Cependant leur mise en œuvre ou caractéristiques spécifiques, comme la fréquence des
⁸³⁴ mesures, sera décrite individuellement au niveau des parties détaillant chacune des
⁸³⁵ expérimentations.

⁸³⁶ **2.4.1 acquisitions automatisées**

⁸³⁷ Les paramètres météorologiques ont été mesurés, en un point, au centre de la tour-
⁸³⁸ 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.

3 Bilan de C de la tourbière de La Guette

846	3.1 Introduction	54
849	3.2 Procédure expérimentale et analytique	55
850	3.2.1 Méthodes de mesures	55
851	3.2.2 Modélisation du bilan de C	57
852	3.3 Résultats	62
854	3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tourbière de La Guette	62
855	3.3.2 Sélection des modèles	67
856	3.3.3 Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle de l'écosystème	75
857	3.3.4 Variabilité spatiale du bilan	82
859	3.4 Discussion	84
860	3.4.1 Estimations des flux	84
861	3.4.2 Estimations des bilans	87
862	3.4.3 Sensibilité et limitations du bilan	87
863	3.4.4 Représentativité locale du modèle	88
864	3.4.5 Variation du bilan avec la végétation	88
865	3.4.6 perspectives	89
866		
868		

₈₆₉ 3.1 Introduction

₈₇₀ La majorité des écosystèmes tourbeux pour lesquels un bilan de carbone a été es-
₈₇₁ timé, se situe sous les hautes latitudes de l'hémisphère nord comme par exemple en
₈₇₂ Suède ([Waddington et Roulet, 2000; Peichl *et al.*, 2014](#)), en Finlande ([Alm *et al.*, 1997](#)),
₈₇₃ au Canada ([Trudeau *et al.*, 2014](#)). Les tourbières situées plus au sud ont fait l'objet de
₈₇₄ rare estimation de bilan (e.g. tourbière du Jura français par [Bortoluzzi *et al.* \(2006\)](#)).
₈₇₅ L'étude de ces écosystèmes présent à la limite sud de leur extension est importante car
₈₇₆ ils expérimentent des conditions plus extrêmes que les autres qui sans être identiques,
₈₇₇ peuvent se rapprocher de celles que subiront d'autres écosystèmes tourbeux suite au
₈₇₈ réchauffement climatique. Par ailleurs, concernant la tourbière de La Guette, ce site
₈₇₉ est représentatif d'une grande partie des tourbières dans les perturbations qu'elle su-
₈₈₀ bie : son drainage et son envahissement par une végétation vasculaire (cf Chapitre 2)
₈₈₁ Le premier objectif de ce chapitre est donc d'établir le bilan de C de la tourbière de
₈₈₂ La Guette. Le second objectif est de caractériser la variabilité spatiale de ces flux de
₈₈₃ GES à travers ce bilan de C. En effet les tourbières sont des écosystèmes avec des
₈₈₄ conditions environnementales qui peuvent varier dans l'espace. Par exemple le niveau
₈₈₅ de la nappe, à cause de variation micro-topographique peut être plus ou moins élevé,
₈₈₆ faire des flaques d'eau libre ou au contraire être quelques dizaines de centimètres sous
₈₈₇ la surface du sol. Conséquence de ces variations, ces micro-environnements abritent
₈₈₈ des communautés végétales et microbiennes différentes. Finalement ces conditions en-
₈₈₉ vironnementales contrôlant les flux, ceux-ci varient également. Estimer ces variations
₈₉₀ est donc nécessaire afin de préciser dans quelle mesure elles influent sur le bilan de C.

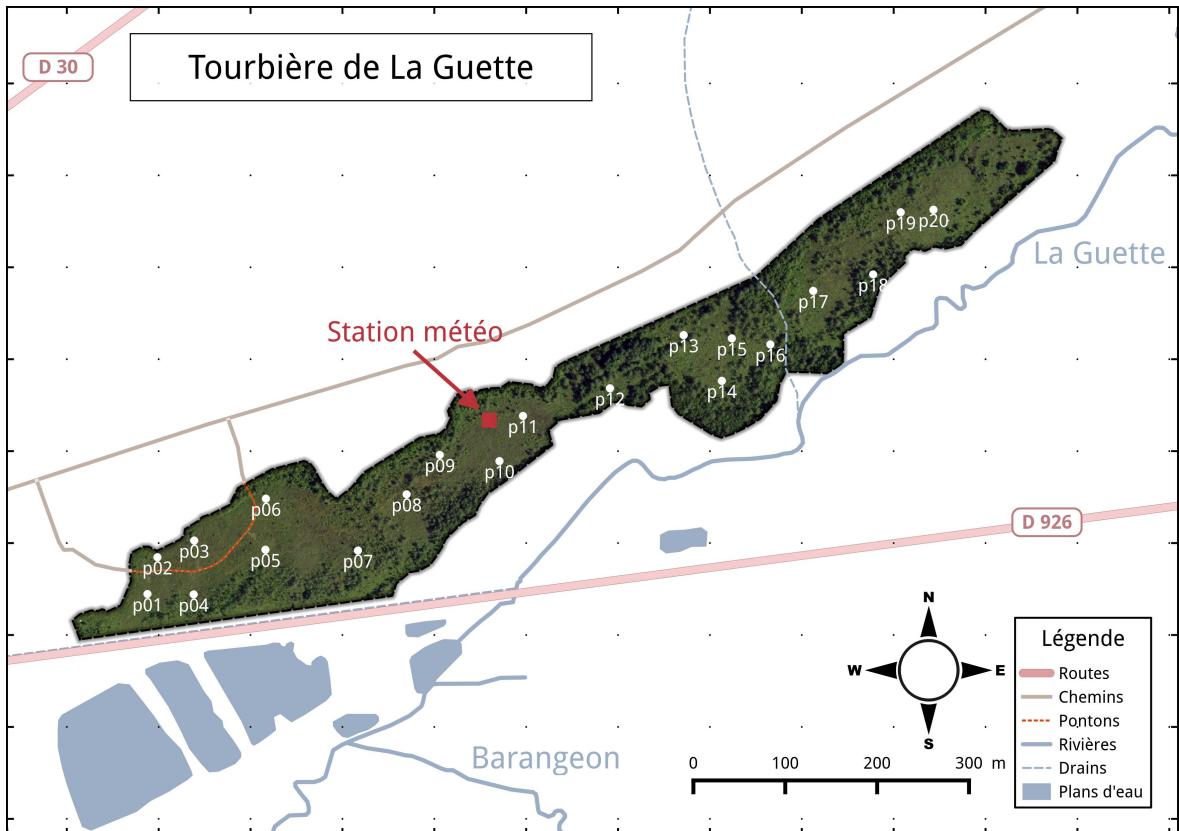


FIGURE 3.1 – Répartition des 20 placettes de mesures suivant un échantillonnage aléatoire stratifié.

891 3.2 Procédure expérimentale et analytique

892 3.2.1 Méthodes de mesures

893 Mesures de flux de gaz

894 Les mesures des flux de CO₂ et de CH₄ ont été effectuées en utilisant la méthode
 895 décrite dans la partie 2.3. En juin 2011, 20 placettes ont été installées ¹ selon un échan-
 896 tillonnage aléatoire stratifié : La surface de la tourbière a été divisée selon une grille de
 897 20 mailles et un point choisi aléatoirement dans chaque maille localise chaque placette.
 898 La taille de la maille a été ajustée de manière à avoir vingt 20 carrés sur la surface de
 899 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

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

917 Les flux de CO_2 et de CH_4 sont mesurés. Des tests effectués sur la tourbière ayant
918 montré des émissions nulles de N_2O , ce gaz n'a pas été étudié. Les mesures de CO_2
919 ont été effectuées de mars 2013 à février 2015, avec une fréquence quasiment mensuelle
920 (20 campagnes, pour 24 mois de mesures). Les mesures de CH_4 ont été effectuées avec
921 une fréquence et sur un nombre d'embases inférieur (12 campagnes, 5 embases). Ceci
922 a été déterminé par la difficulté de déploiement *in-situ* de l'instrument SPIRIT (lourd,
923 difficilement transportable dans un milieu tourbeux).

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

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

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

938 3.2.2 Modélisation du bilan de C

939 Estimation du bilan et variabilité temporelle

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

950 La RE, et l'ENE sont mesurés directement sur le terrain. Cependant afin d'établir
951 le bilan de C tout en gardant une discrimination entre flux d'entrée et de sortie la RE et
952 la PPB (obtenue grâce à l'équation $PPB = ENE - RE$) ont été modélisé séparément.
953 Les flux en phase gazeuse ont été modélisés en partant d'équations usuellement utilisées
954 et dans lesquelles la température est le facteur contrôlant majeur. Puis les résidus² de
955 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

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

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

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

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

985 Après la phase de calibration, les facteurs de contrôle utilisés dans les modèles
986 ont été évalués à l'aide de données indépendantes issues d'une autre expérimentation
987 réalisée sur le même site en 2014. Les méthodes de mesures des flux sont strictement
988 identiques à celles utilisées pour établir le bilan de carbone. En revanche le position-
989 nement des placettes est beaucoup plus classique : proches les unes des autres, et avec
990 différents traitements. Afin de pouvoir les comparer, seule les placettes de contrôles,
991 (n'ayant donc subie aucune manipulation) de cette expérimentation seront utilisées soit
992 4 placettes dans une station en amont et 4 en aval de la tourbière de La Guette (plus
993 de détails dans l'annexe C). Le terme d'évaluation est préféré à celui de validation car
994 le nouveau jeu de données utilisé bien qu'indépendant de celui utilisé pour la calibra-
995 tion n'a pas été acquis de manière strictement identique, notamment au niveau de la
996 répartition des embases sur le site.

997 Enfin les facteurs contrôlants ont été interpolés au pas de mesure de la station
998 météo présente sur le site, c'est-à-dire à l'heure. Pour des données dont l'acquisition
999 est manuelle uniquement, comme la végétation, une interpolation linéaire est faite
1000 entre les points de mesures. Pour les données acquises à la fois automatiquement par
1001 la station météorologique et manuellement, comme la température de l'air ou de la
1002 tourbe, l'interpolation est faite à partir de la relation entre les mesures continues et
1003 ponctuelles. Les flux sont ensuite recalculés (en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{h}^{-1}$) à l'échelle horaire sur
1004 les deux années de mesure puis sommés afin d'estimer les bilans de carbone. Ces bilans
1005 sont par la suite exprimés en gC m^{-2} par période de temps (souvent l'année).

1006 **Étude de la variabilité spatiale**

1007 Deux approches ont été testées afin de caractériser la variabilité spatiale des flux et
1008 du bilan. La première consiste à calibrer par placette les modèles sélectionnés lors de la
1009 modélisation à l'échelle de l'écosystème. Cette opération permet ainsi calculer des flux
1010 par placette et éventuellement un bilan. L'inconvénient de cette méthode étant le faible
1011 nombre de points permettant la calibration des modèles conduisant éventuellement à
1012 une forte erreur sur l'estimation des paramètres voire à la non convergence des modèles.

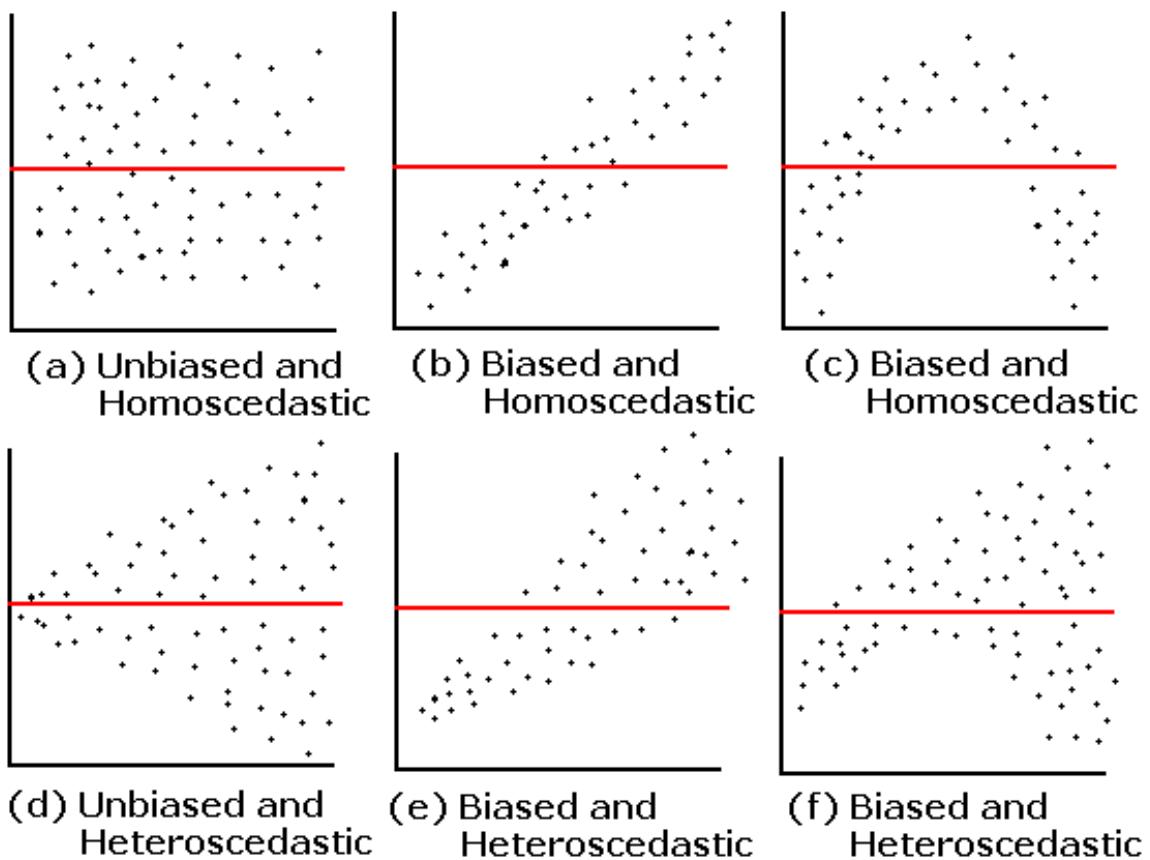


FIGURE 3.2 – Cas idéaux de distribution des résidus (source ?)

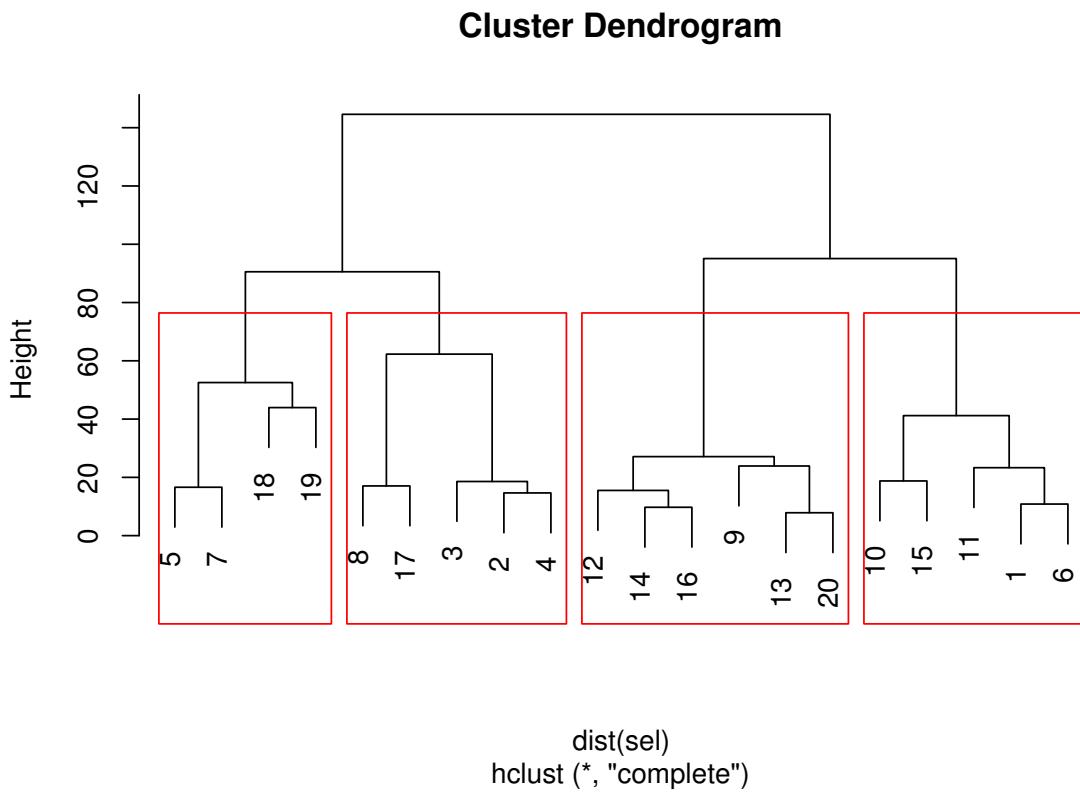


FIGURE 3.3 – Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinales, herbacées et arbustives)

1013 La seconde approche permet de palier en partie à ce souci en faisant des groupes de
 1014 placette. Ces ensembles de placette ont été fait en regroupant les placettes ayant la
 1015 composition végétale la plus proche. Ce choix se justifie par le fait que la végétation
 1016 joue un rôle important tout en étant délicate à prendre en compte. La température,
 1017 plus facile à mesurer et le niveau de la nappe, qui n'a que peu varié, semblait des choix
 1018 moins pertinent. Le partitionnement a été fait via une classification hiérarchique et
 1019 quatre groupes ont été déterminés (Figure 3.3).

3.3. Résultats

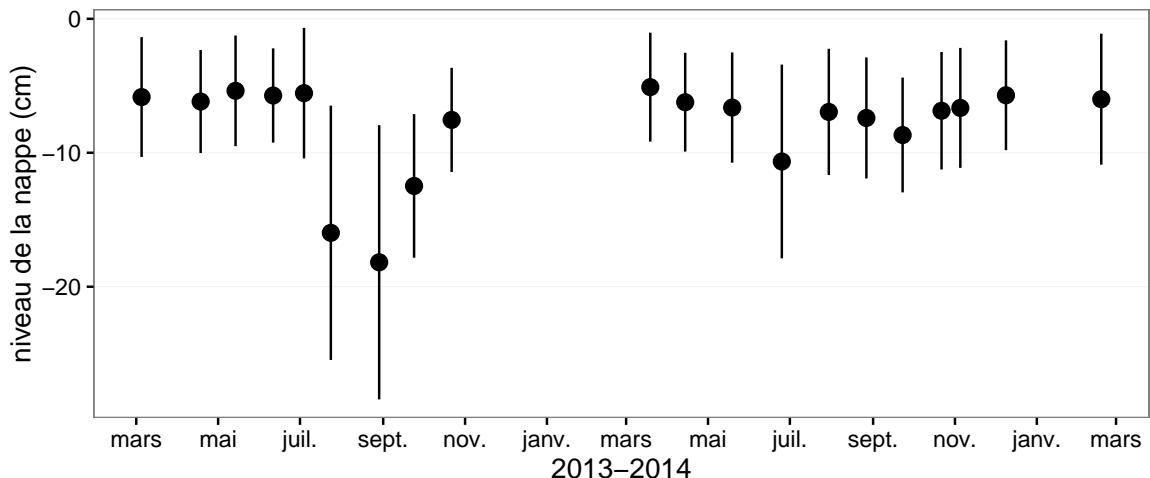


FIGURE 3.4 – Évolution du niveau de la nappe moyen des 20 embases mesuré pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

3.3 Résultats

3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tourbière de La Guette

Les Facteurs contrôlant

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

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

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

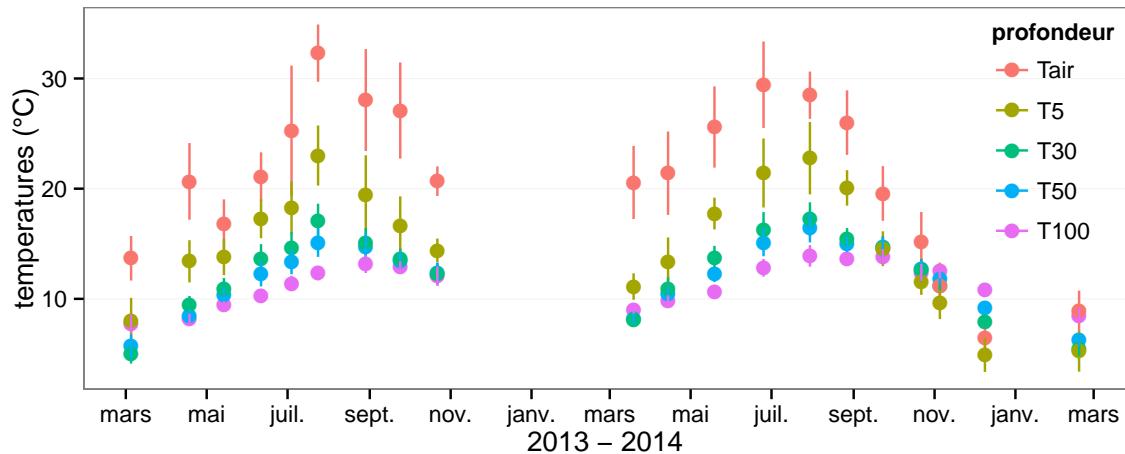


FIGURE 3.5 – Évolution des températures de l'air (Tair) et du sol à -5, -30, -50 et -100 cm (T5, T30, T50 et T100 respectivement) moyenne mesurée lors des campagnes de terrain de mars 2013 à février 2015

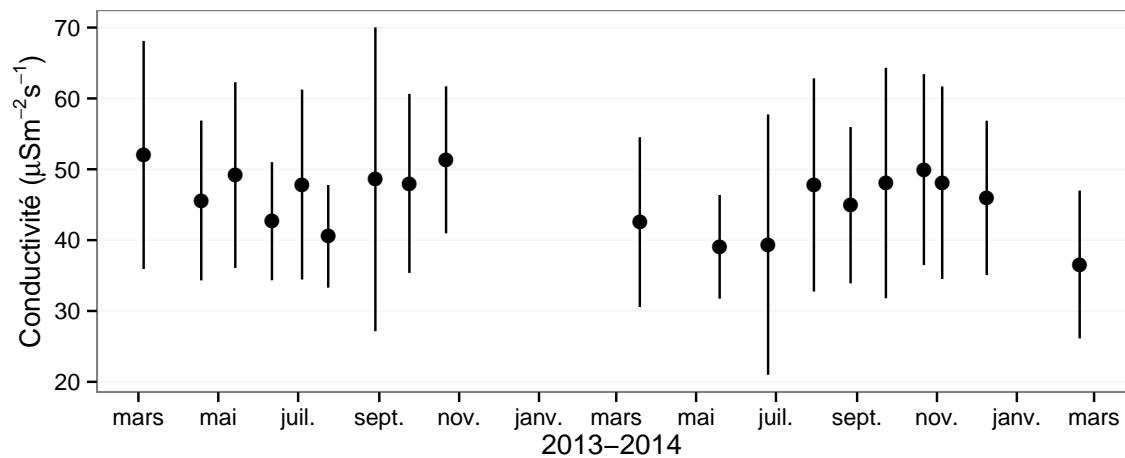


FIGURE 3.6 – Évolution de la conductivité pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

3.3. Résultats

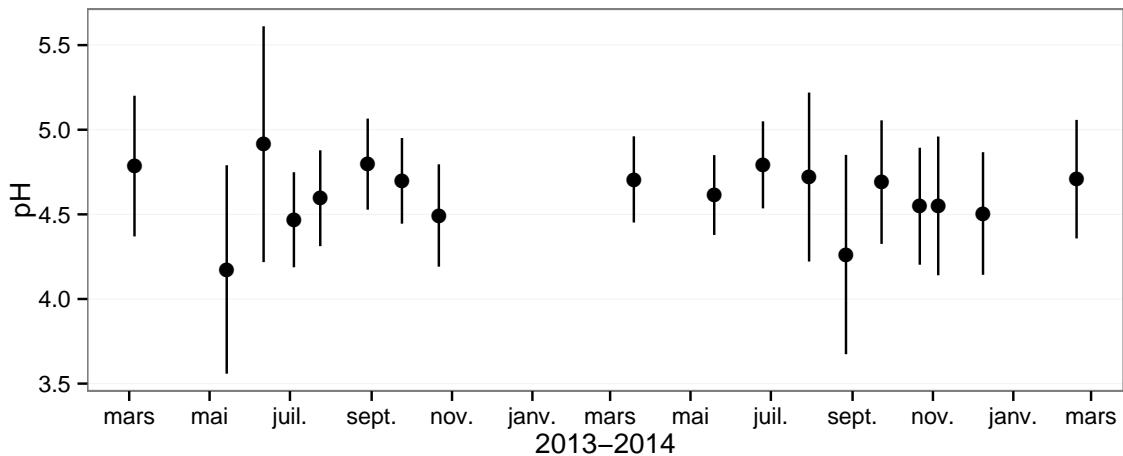


FIGURE 3.7 – Évolution du pH pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

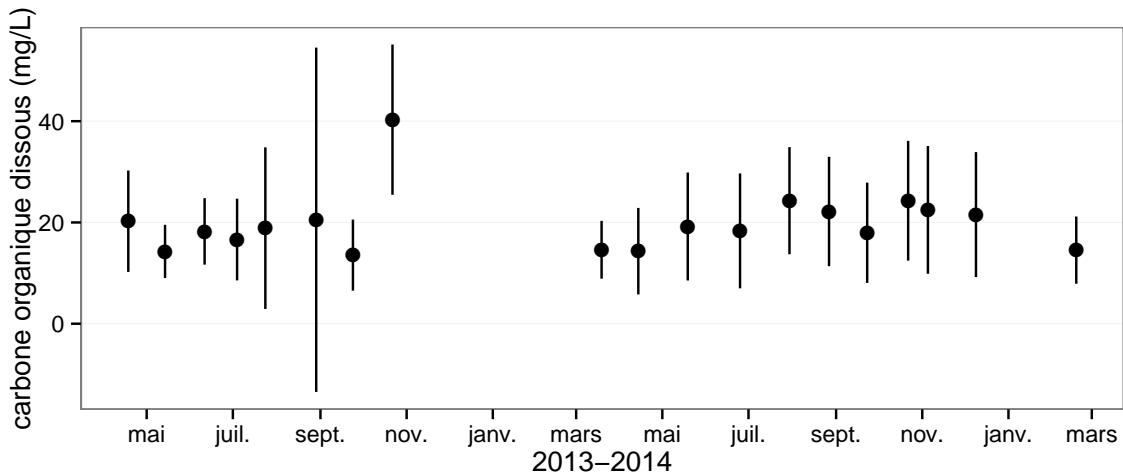


FIGURE 3.8 – Évolution de la concentration en carbone organique dissous dans l'eau du sol pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

1036 En moyenne le pH mesuré sur la tourbière de La Guette est compris entre 4 et 5
1037 (figure 3.7). Ces valeurs sont cohérentes avec la classification en *poor-fen* du site .

1038 La concentration en carbone organique dissous présente dans l'eau de la tourbière
1039 est compris en moyenne entre 10 et 30 mg L⁻¹ (figure 3.8).

1040 Les flux de carbone

1041 L'ensemble des mesures de CO₂ s'étendent de mars 2013 à février 2015. Cependant
1042 de novembre 2013 à février 2014 les mesures ont été interrompues suite à des problèmes
1043 techniques. Les deux saisons de végétation, ont pu être mesurées dans leur ensemble,

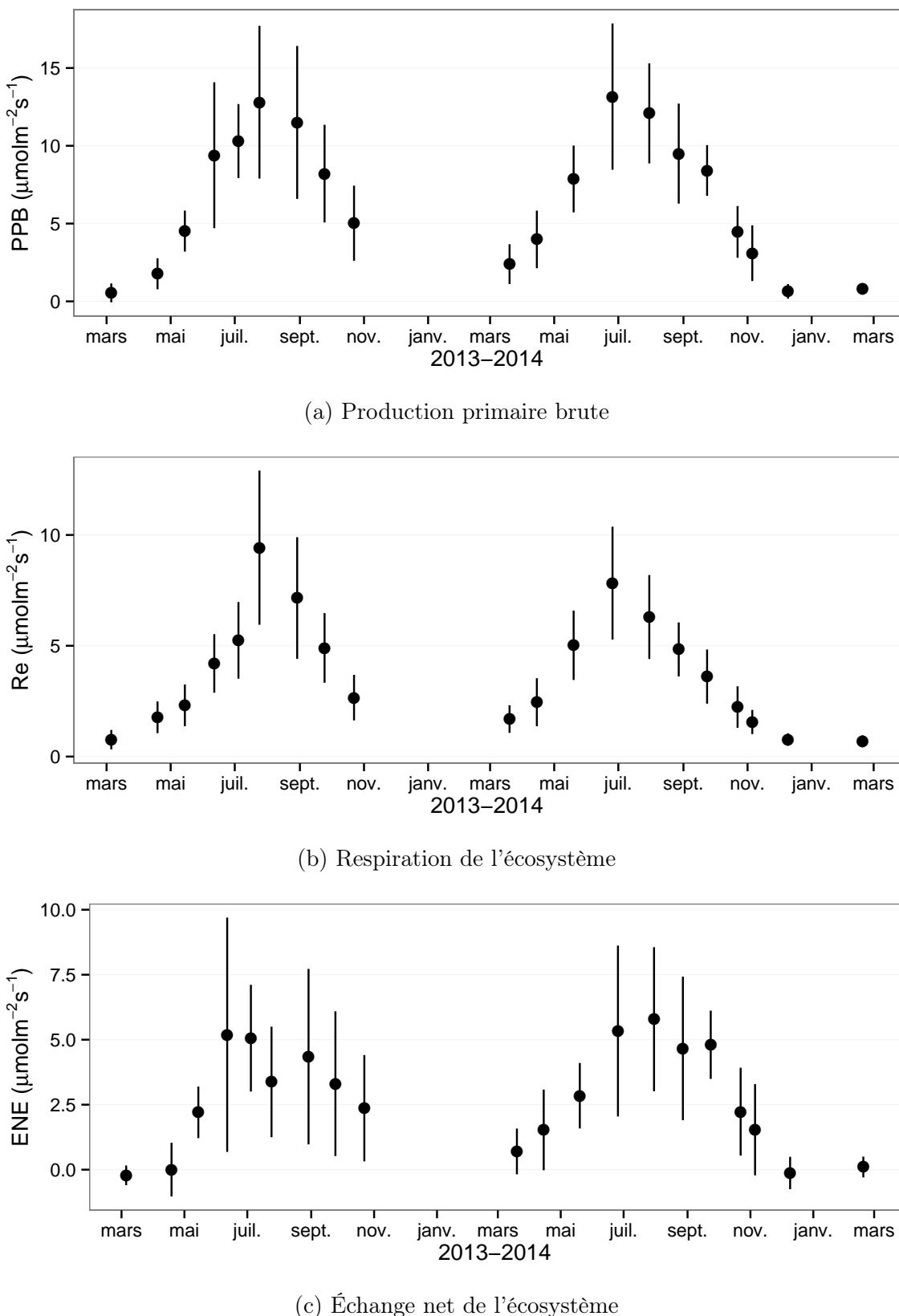


FIGURE 3.9 – Évolution du niveau de PPB, RE et ENE pendant la période de mesure. Moyenne des 20 embases de mars 2013 à février 2015.

3.3. Résultats

1044 permettant d'avoir un jeu de données représentatif sur le fonctionnement de l'écosys-
1045 tème. À noter également que pour l'ensemble des flux, la déviation standard augmente
1046 avec les valeurs mesurées.

1047 En 2013, les valeurs de la PPB (flux de CO₂ entrant dans l'écosystème) augmentent
1048 au printemps et une partie de l'été avec un maximum de $12,80 \pm 4,91 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1049 atteint fin juillet, avant de diminuer à partir d'août (Figure 3.9a). En 2014 la PPB
1050 maximale est atteinte en juin ($13,16 \pm 4,70 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), soit environ un mois plus tôt
1051 que l'année précédente. Puis pendant l'été et l'automne les valeurs décroissent jusqu'à
1052 être proche de 0. En moyenne les valeurs de la PPB sont de $7,12 \pm 5,19 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1053 en 2013 et de $6,56 \pm 4,72 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en 2014 (Figure 3.9a).

1054 La RE (flux de CO₂ sortant de l'écosystème) en 2013 augmente pendant le prin-
1055 temps et une partie de l'été (Figure 3.9b). Elle atteint un maximum de $9,43 \pm 3,48 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1056 en juillet avant de diminuer. En 2014 la RE atteint, comme la PPB, son maximum plus
1057 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
1058 des valeurs nulles. La moyenne annuelle de RE en 2013 est de $4,27 \pm 3,16 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$,
1059 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).

1060 Concernant l'ENE (bilan des flux de CO₂ entrant et sortant), elle augmente en 2013
1061 jusque $5,19 \pm 4,51 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, avec un maximum en juin, avant de diminuer jusqu'à
1062 la fin de l'année. Cependant, cette baisse est moins uniforme que celle des deux flux
1063 précédents, avec notamment une augmentation de l'ENE entre juillet et août 2013.
1064 Ceci étant, il faut également noter les valeurs importantes de la déviation standard
1065 particulièrement en juin et en août. En 2014, l'ENE maximum est atteinte en juillet
1066 avec $5,79 \pm 2,77 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ avant qu'elle ne décroisse. Cette baisse est cependant plus
1067 homogène qu'en 2013. les moyennes de l'ENE en 2013 et 2014 sont très proches sont
1068 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).

1069 Les flux de CH₄ comme ceux du CO₂ montrent une variabilité saisonnière importante.
1070 Cependant les flux de CH₄ mesurés sont un ordre de grandeur en dessous de ceux
1071 mesurés pour le CO₂ (Figure 3.10). À l'inverse de ce dernier, l'importance des flux de
1072 CH₄ mesurés en 2013 et 2014 est différente. En 2013 les flux sont moins importants

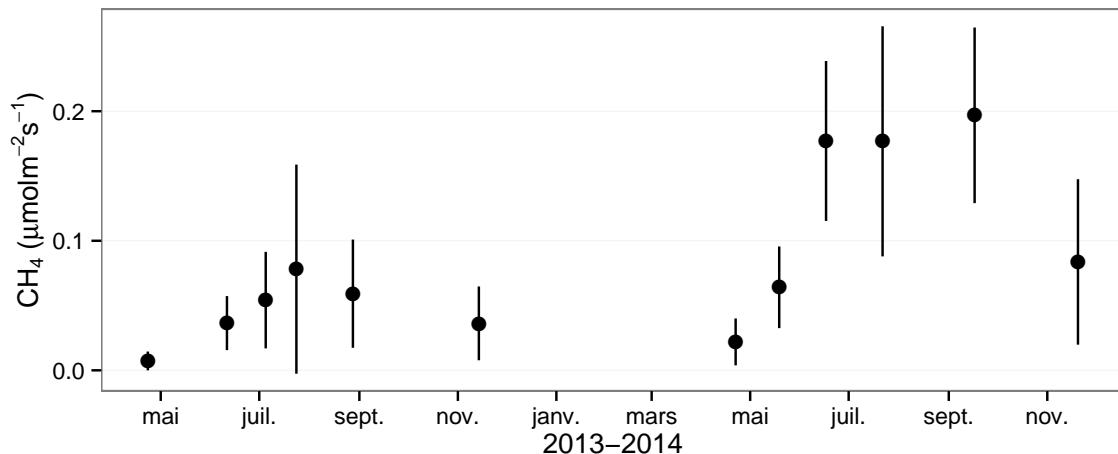


FIGURE 3.10 – Évolution des flux de méthane moyen (N?) pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

1073 qu'en 2014 avec des maximum de $0,078$ et $0,196 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ respectivement.

1074 Les relations flux gazeux et facteurs contrôlant

1075 Comme précisé précédemment, le niveau de la nappe n'a que peu varié pendant les
 1076 deux années de mesures. De ce fait aucune relation claire ne se distingue entre les flux
 1077 et le niveau de la nappe que ce soit pour le CO_2 (PPB et RE) ou le CH_4 (Figure 3.11).
 1078 La PPB et la RE présentent cependant des relations avec la température de l'air,
 1079 et l'indice de végétation, même si pour ce dernier les tendances sont moins claires,
 1080 particulièrement pour la RE (Figure 3.11). Le CH_4 quant à lui ne présente pas de
 1081 relation avec la température de l'air, mais une tendance exponentielle est visible vis-à-
 1082 vis de l'indice de végétation (Figure 3.11). (CH_4 et Température dans la tourbe ?)

1083 3.3.2 Sélection des modèles

1084 La Production Primaire Brute

1085 L'estimation de la PPB se fait en deux étapes. Dans un premier temps on estime le
 1086 potentiel maximum de photosynthèse à un instant donné dans des conditions de lumière
 1087 saturante (PPBsat). Ce potentiel peut varier avec les conditions environnementales et
 1088 a été déterminé en utilisant l'équation de (June *et al.*, 2004) qui relie la vitesse de

3.3. Résultats

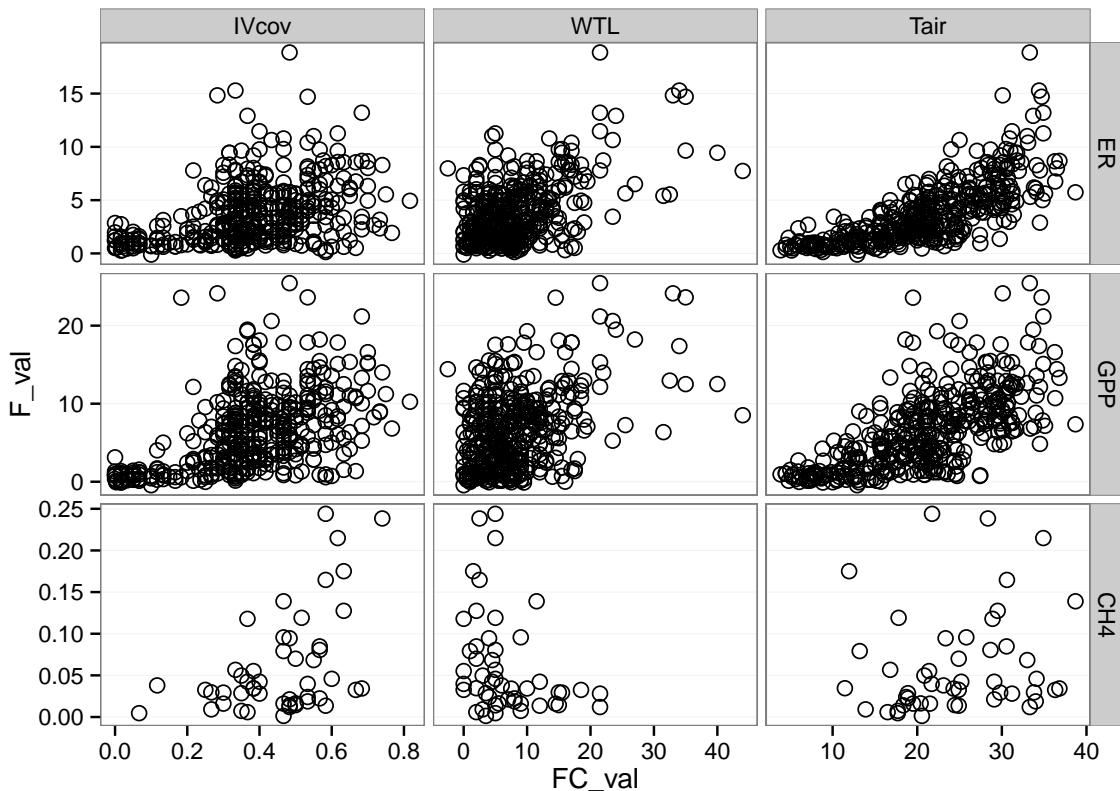


FIGURE 3.11 – Relations entre les flux de gaz et une sélection de facteurs contrôlant

1089 transport des électrons photosynthétiques à lumière saturante à la température :

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

1090 Avec a la vitesse de transport des électrons photosynthétique à lumière saturante, b
 1091 la température optimale pour ce transport et c la différence de température à laquelle
 1092 à laquelle PPB_{sat} vaut e⁻¹ de sa valeur à la température optimale. À partir de ce
 1093 potentiel à lumière saturante, la PPB est estimée en prenant en compte la lumino-
 1094 sité. On utilise l'équation 3.2 proposée par (Bubier *et al.*, 1998) et régulièrement et
 1095 majoritairement utilisée (Bortoluzzi *et al.*, 2006; Worrall *et al.*, 2009) :

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

1096 L'utilisation de l'équation de June seule, avec la température de l'air comme variable
 1097 explicative de la PPB_{sat}, permet d'expliquer 66 % des variations observées avec une

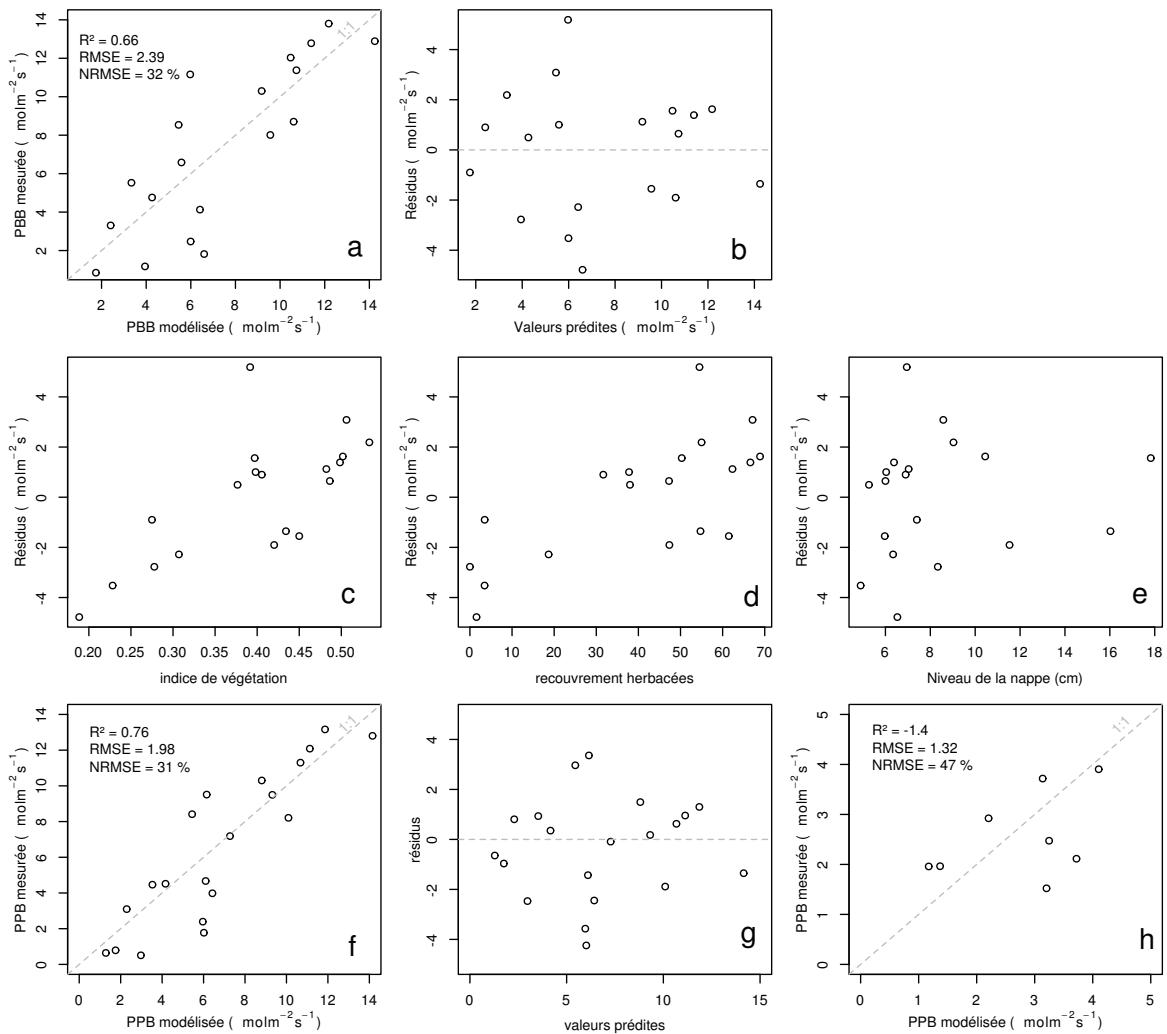


FIGURE 3.12 – PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.1

3.3. Résultats

1098 erreur standard de l'estimation de 32 % (Figure 3.12-a). Les résidus de ce modèle se ré-
1099 partissent de façon relativement homogène et non biaisée (Figure 3.12-b). Corrélés avec
1100 l'indice de végétation IV, ils présentent une tendance linéaire croissante (Figure 3.12-
1101 c). On observe la même tendance avec le recouvrement de la strate herbacée avec une
1102 dispersion des points plus importante (Figure 3.12-d). Par contre aucune tendance par-
1103 ticulière n'est visible vis-à-vis du niveau de la nappe (Figure 3.12-e) Le recouvrement
1104 des sphaignes (non présenté) ne montre également, aucune tendance avec les résidus
1105 de cette équation. La PPB calculée à partir de l'équation 3.1 montre une erreur stan-
1106 dard de 31 %, du même ordre de grandeur que celle de PPBsat (Figure 3.12-f) et les
1107 résidus se répartissent de façon relativement homogène et non biaisée (Figure 3.12-g).
1108 Cependant l'évaluation du modèle sur les données de tests montre une erreur stan-
1109 dard de l'estimation plus forte qui atteint 47 % (Figure 3.12-h). Par ailleurs une forte
1110 incertitude est présente concernant l'estimation des paramètres qui ont tous une erreur
1111 standard importante, parfois plus importante que la valeur du paramètre, et une faible
1112 significativité (Tableau 3.1). Afin de prendre en compte la tendance linéaire entre les
1113 résidus et l'indice de végétation (IV) le modèle est adapté pour y intégré une fonction
1114 linéaire de la végétation :

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

1115 Cette nouvelle équation permet d'expliquer une part plus importante des varia-
1116 tions de PPBsat ($R^2 = 0,85$) et augmente la proximité entre les données mesurées et
1117 les données modélisées : l'erreur standard diminue à 21 %. (Figure 3.13-a). Les résidus
1118 de cette équation semblent répartis de façon moins homogène que précédemment. On
1119 observe notamment un resserrement des points autour de zéro à l'exception d'un point
1120 de valeur supérieur à 4. Le biais reste malgré tout léger au regard de l'amélioration ap-
1121 portée. Aucune tendance claire ne se dégage des résidus lorsqu'ils sont mis en relation
1122 avec des facteurs contrôlant tel que les recouvrements végétaux (sphaignes, herbacées),
1123 ou le niveau de la nappe (Figure 3.13-c,d,e). Comme précédemment, l'erreur standard
1124 de la PPB, de 19 %, est du même ordre de grandeur que celle de PPBsat. Pour PPBsat

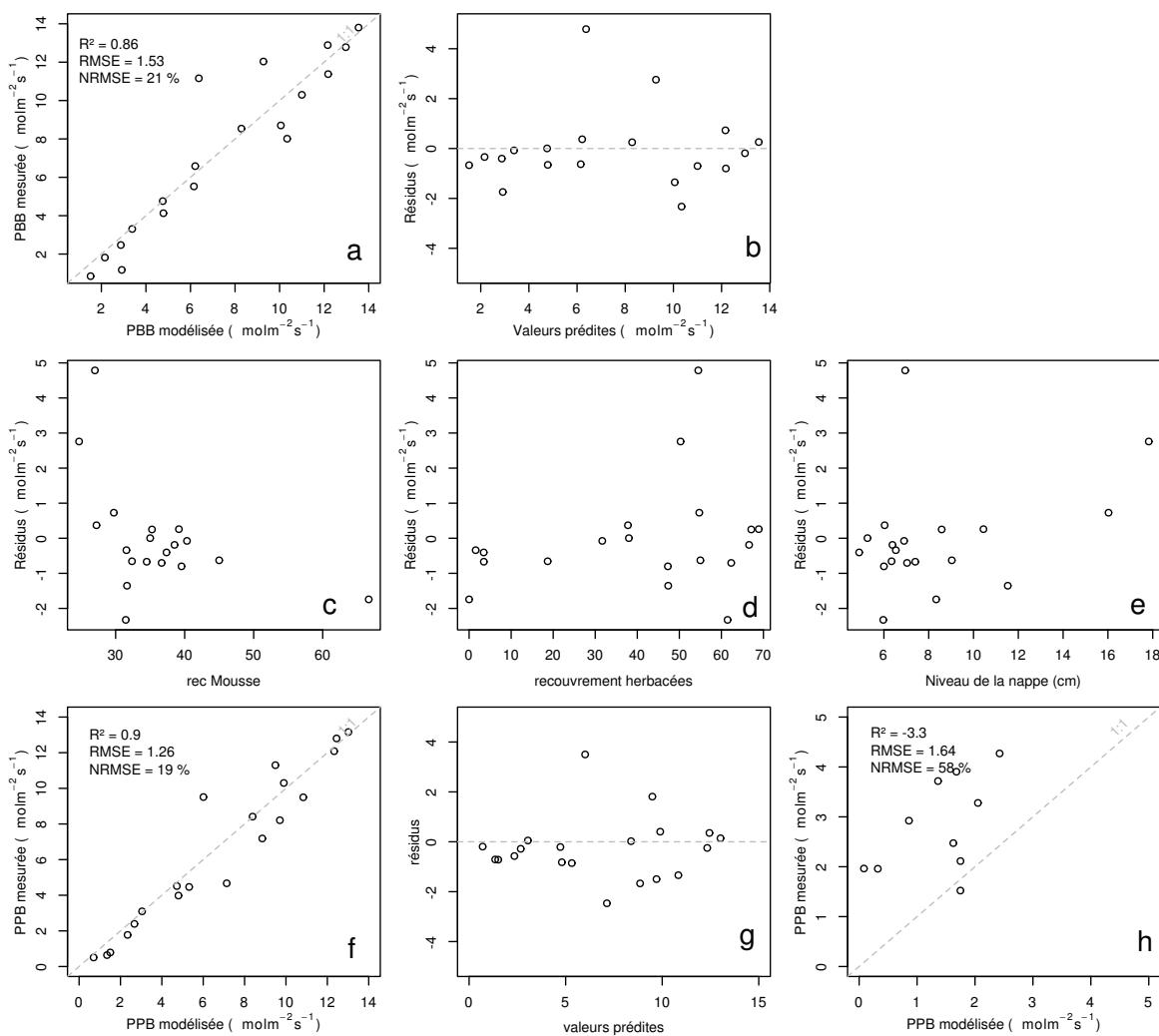


FIGURE 3.13 – PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.3

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.

1134 La Respiration de l'Écosystème

1135 L'estimation de la RE s'effectue avec l'équation :

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

1136 La température de l'air utilisée dans un modèle exponentiel permet d'expliquer 90 %
1137 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
1138 de tendance dans le nuage de point (Figure 3.14-b). L'évaluation de ce modèle montre
1139 une erreur standard de 35 % avec une tendance à sous-estimer les valeurs mesurées.
1140 Une légère tendance, moins claire que pour la PPBsat, est visible entre les résidus et
1141 l'indice de végétation ainsi qu'avec le recouvrement de la strate herbacée. Très souvent
1142 utilisée, la température à -5 cm donne des résultats proche mais moins bons notamment
1143 avec une hétéroscédasticité des résidus (**Fig Annexe ?** nope : M&M). On adapte
1144 l'équation 3.4 pour intégrer le signal de végétation :

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

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

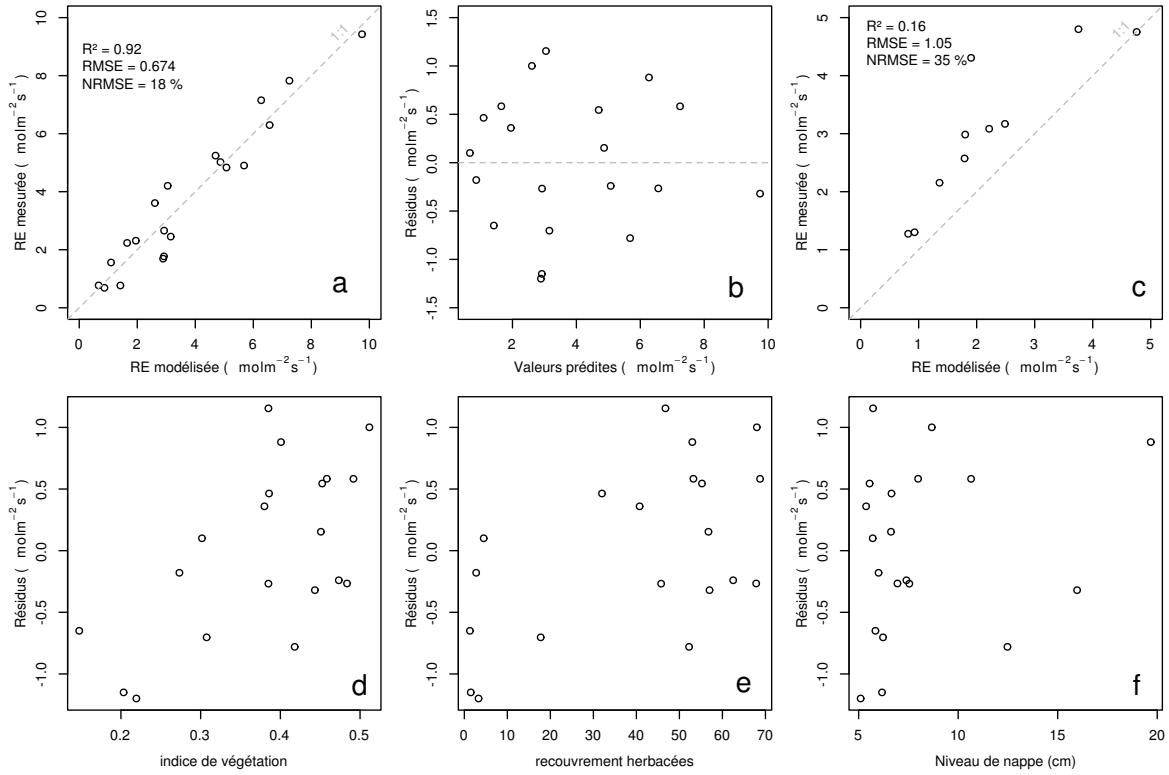


FIGURE 3.14 – RE modèles avec Tair

1146 Les calibrations de ces nouvelles équations sont présentées dans la figure 3.14-a,b et
 1147 3.14-d,e respectivement. Dans les deux cas, l'erreur diminue pour avoisiner 13 %, avec
 1148 des résidus qui se répartissent de façon non-biaisée. L'évaluation de ces deux équations
 1149 montre cependant des différences : D'un côté l'équation 3.5 ne permet pas de diminuer
 1150 l'erreur standard qui vaut 34 %, et est donc très proche des 35 % calculé pour l'évalua-
 1151 tion du modèle n'intégrant pas la végétation. De l'autre l'évaluation de l'équation 3.6
 1152 montre une erreur standard plus faible s'établissant à 23 %. Les paramètres des diffé-
 1153 rentes équations sont présentés dans le tableau 3.1, les modèles RE-1, RE-2, et RE-3
 1154 correspondent respectivement aux équations 3.4, 3.5 et 3.6. À l'inverse de la PPB les
 1155 paramètres des modèles de la RE ont, à l'exception du paramètre c du modèle RE-2,
 1156 une significativité importante et une erreur standard faible.

1157 Le flux de CH₄

1158 Les relations entre les facteurs contrôlant mesurés et le CH₄ sont moins claires que
 1159 celles concernant le CO₂. La corrélation la plus importante est liée à la végétation (R^2

3.3. Résultats

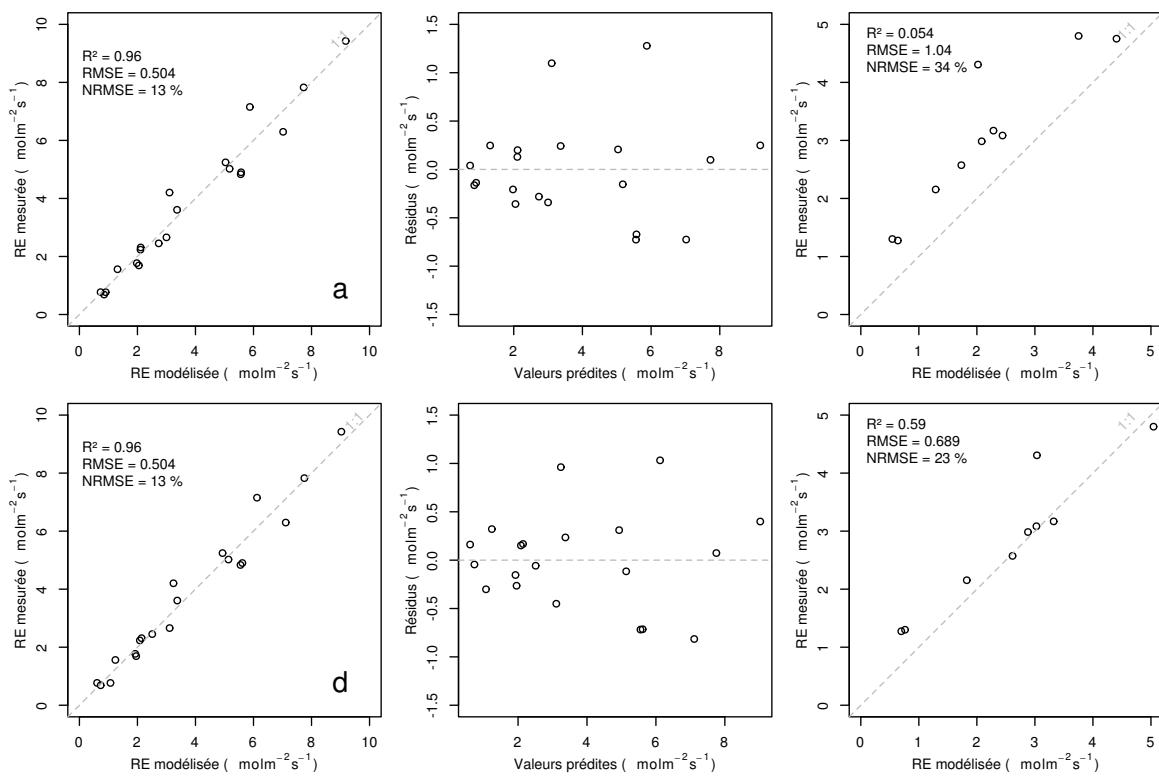


FIGURE 3.15 – RE modèles avec Tair

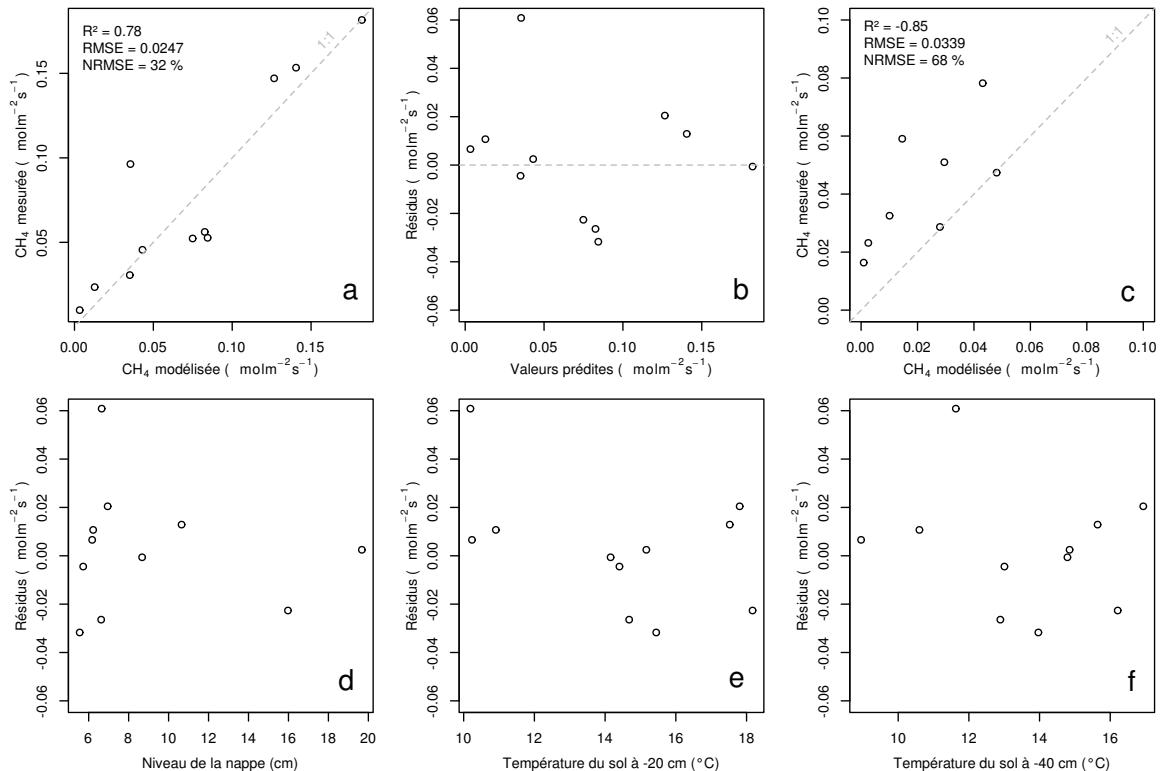


FIGURE 3.16 – CH₄ modèle H

1160 = **XX**,Figure 3.11). le CH₄ est également corrélé avec les températures, faiblement avec
 1161 les températures de surface, mais de manière plus importante avec les températures du
 1162 sol à plus forte profondeur ($R^2 = \text{XX}$,Figure 3.11). Enfin il est anti-corrélé ($R=-0.51$)
 1163 avec le niveau de la nappe. Les relations CH₄ et végétation ont donc pu être modélisées
 1164 avec

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

1165 Avec les données acquises, l'indice de végétation est le meilleur prédicteur (Fi-
 1166 gure 3.16), il explique 78 % de la variabilité du CH₄ avec une erreur standard de 32 %.
 1167 Aucune tendance ne semble se dégager entre les résidus de cette équations et les facteurs
 1168 contrôlant mesurés. L'évaluation de cette équation montre une tendance à sous-estimer
 1169 les flux de CH₄ et une erreur standard qui double par rapport à la phase de calibration
 1170 en atteignant 68 %. Les détails de l'estimation des paramètres de l'équation 3.7 est
 1171 visible dans le tableau 3.1 sous le nom FCH4.

1172 Le COD

1173 3.3.3 Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle 1174 de l'écosystème

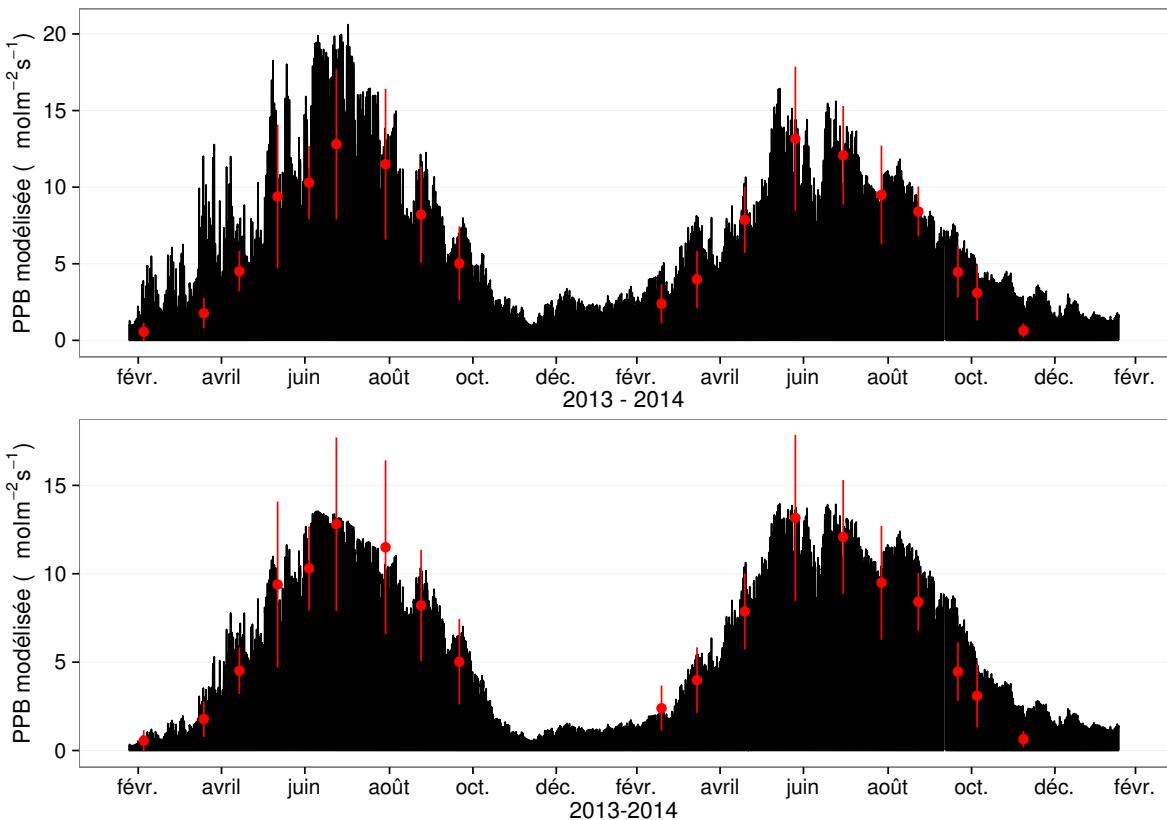
1175 L'interpolation des flux de PPB montrent une variabilité saisonnière proche de
 1176 celle mesurée sur le terrain (Figure 3.17). Les valeurs mesurées les plus grandes (partie
 1177 supérieure de la barre rouge sur la figure 3.17) ne semblent pas atteinte par le modèle
 1178 PPB-2 à l'inverse du modèle PPB-1 (courbes noires sur la figure 3.17). Dans les deux
 1179 cas les modèles semblent sur-estimer la valeur de PPB mesurées fin 2014.

1180 Pour la RE, l'interpolation suit également les variations saisonnières mesurées men-
 1181 suellement (Figure 3.18). Les gammes de valeurs mesurées sont très proche des gammes
 1182 interpolées : les valeurs interpolées fluctuent dans les limites des barres d'erreurs. L'in-
 1183 terpolation des flux de la RE est très proche quel que soit le modèle utilisé (Figure 3.18).
 1184 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

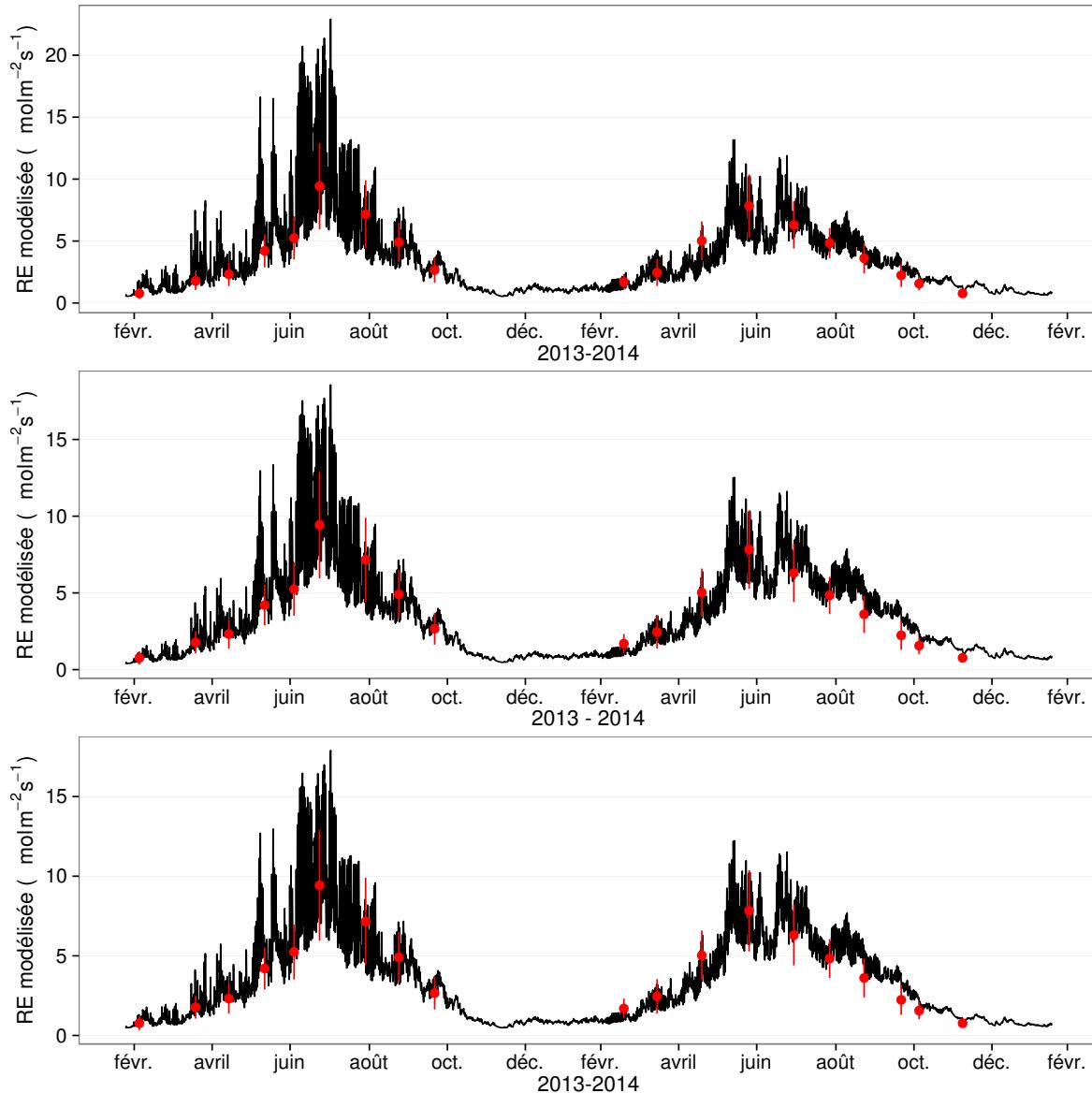


FIGURE 3.18 – Flux de CO₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3

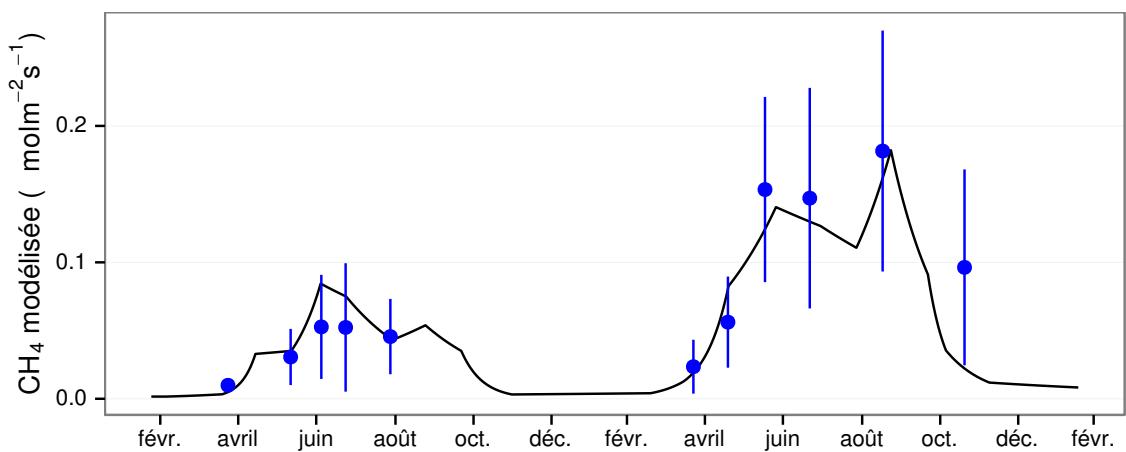


FIGURE 3.19 – Flux de CO₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3

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

1199 la végétation est également visible sur l'estimation de la RE. La prise en compte de la
 1200 végétation (modèles RE-2 et RE-3) conduit à une respiration plus forte en 2014 qu'en
 1201 2013 à l'inverse de RE-1. La différence entre l'estimation de la RE en 2013 et en 2014
 1202 diminue avec l'intégration de la végétation. Elle passe de 102 pour RE-1 à 78 puis
 1203 41 pour RE-2 et RE-3. Malgré ces différences, on observe une grande proximité dans
 1204 les valeurs des flux interpolés sur les 2 années, quel que soit le modèle, avec un écart
 1205 maximum de 25 gC m⁻² an⁻¹.

1206 Les flux de CH₄ estimés ont une erreur importante et sont beaucoup plus faible que
 1207 les flux de la PPB ou de la RE. Le flux de CH₄ est au moins deux fois plus important
 1208 en 2014 qu'en 2013.

1209 Les bilans issus des différentes combinaisons de modèles (à l'exception de RE-3, non
 1210 présenté car très proche de RE-2) varient de -233 gC m⁻² an⁻¹ à +12 gC m⁻² an⁻¹
 1211 stocké dans la tourbière (tableau 3.3). L'intégration de la végétation dans la modélisa-
 1212 tion de PPB fait baisser les bilans de carbone dans le négatif (système source) au-delà
 1213 de -200 gC m⁻² an⁻¹, avec une différence entre les bilans de 220 gC m⁻² an⁻¹ environ.
 1214 La différence sur les bilans quand les modèles de RE utilisent ou non la végétation est
 1215 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					

¹²¹⁶ Évaluation du bilan

¹²¹⁷ L'analyse de sensibilité, consistant à faire varier chaque paramètre des modèles
¹²¹⁸ de $\pm 10\%$, les combinaisons de modèles PPB-1, PPB-2, RE-1 et RE-3 ont été testé
¹²¹⁹ (Tableau 3.4). Le modèle RE-2, très proche du modèle RE-3 n'a pas été testé. **Attente**
¹²²⁰ **du COD, les valeurs du tableau sont fausse pour le moment**

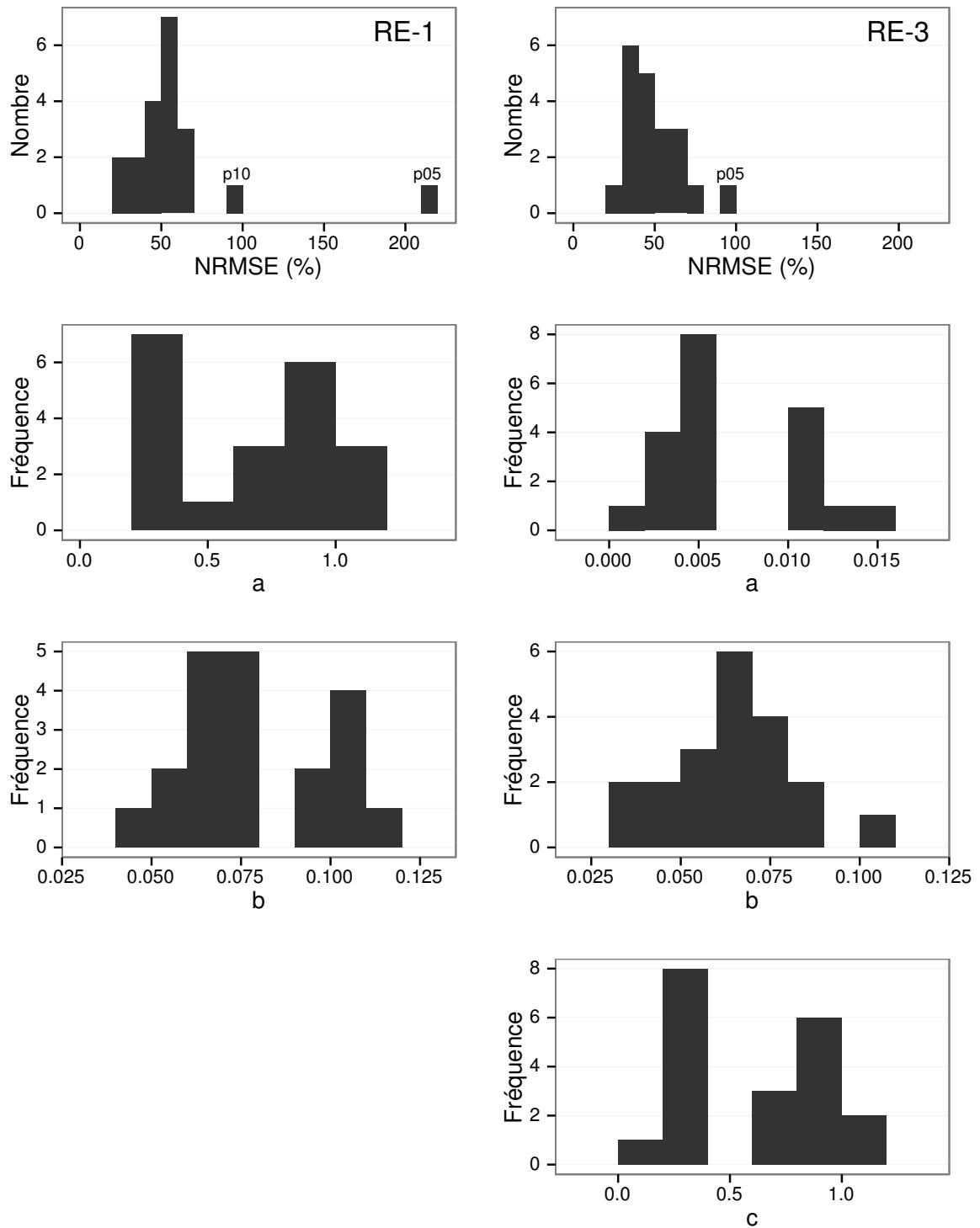


FIGURE 3.20 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres des modèles RE-1 et RE-3

3.3. Résultats

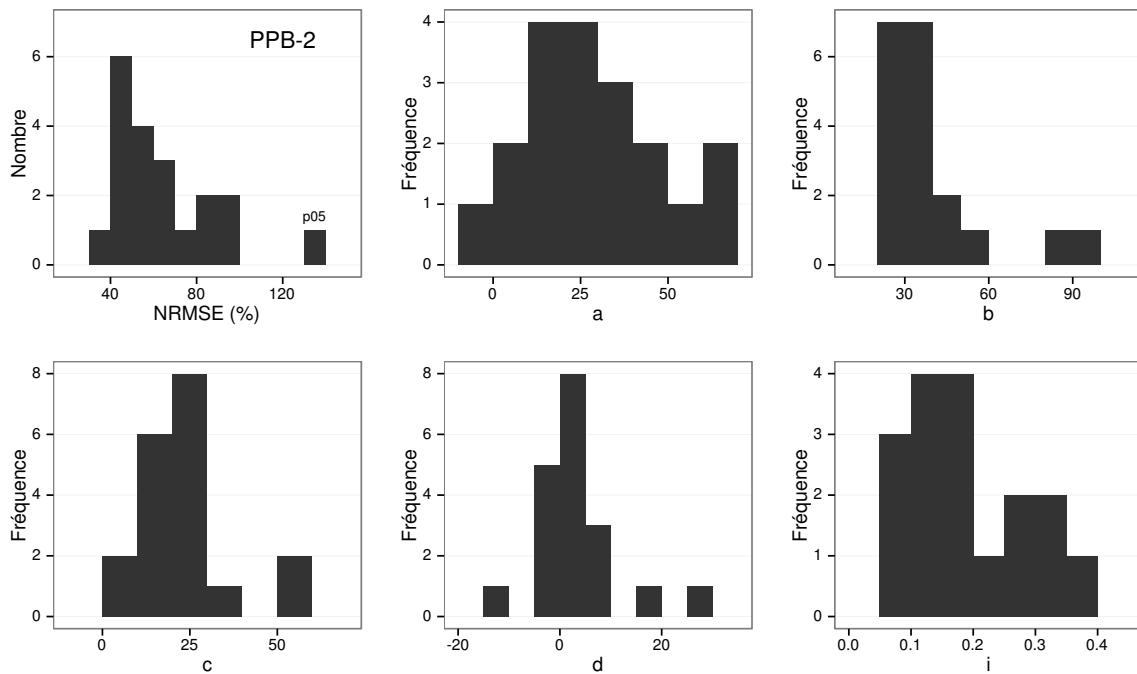


FIGURE 3.21 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2

3.3.4 Variabilité spatiale du bilan

Représentativité locale

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

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

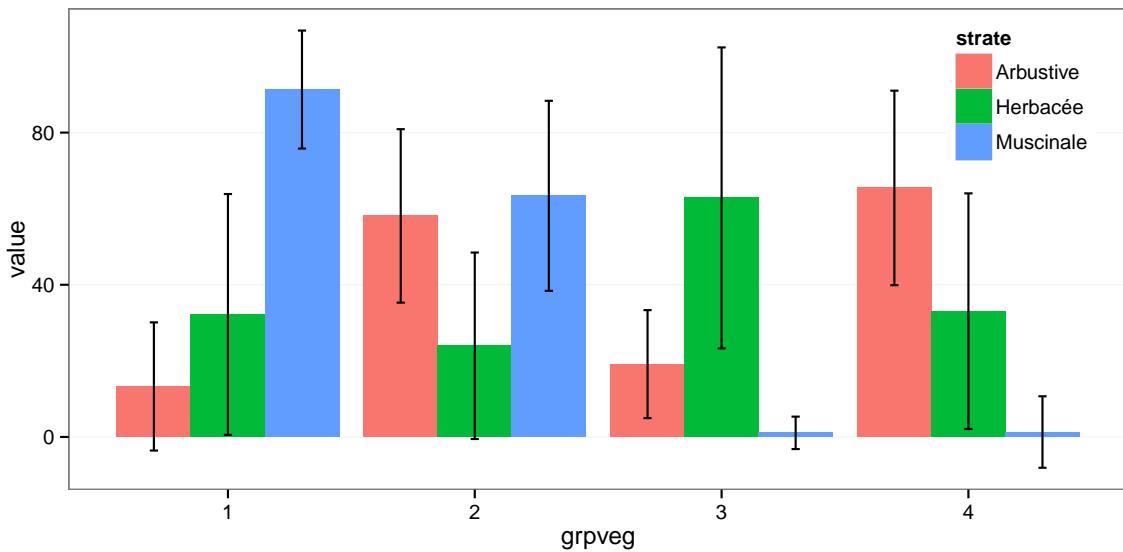


FIGURE 3.22 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2

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

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

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

1244 Modélisation par placette

1245 Corrélation avec facteurs contrôlant

1246 3.4 Discussion

1247 3.4.1 Estimations des flux

1248 PPB

1249 L'estimation des flux de PPB, est comprise entre 957 et 1322 gC m⁻² an⁻¹ selon
1250 l'année et le modèle utilisé. Ces valeurs sont très élevées comparées à des tourbières
1251 boréales comme celles étudiées par ([Trudeau et al., 2014](#)) ou encore ([Peichl et al., 2014](#))
1252 dont les valeurs de PPB sont respectivement comprise entre 123 et 131 gC m⁻² an⁻¹
1253 et entre 203 et 503 gC m⁻² an⁻¹. Une première hypothèse permettant d'expliquer une
1254 telle différence, est la différence entre les températures moyennes sur les sites. -4,3 °C
1255 et 1,2 °C respectivement pour [Trudeau et al. \(2014\)](#) et [Peichl et al. \(2014\)](#). Ces tem-
1256 pératures sont bien plus faible pour les sites des études pré-citées que sur la tourbière
1257 de La Guette. Une seconde hypothèse, qui n'exclue pas la première, serait la com-
1258 position végétale de ces sites. La tourbière de La Guette envahie par une végétation
1259 vasculaire, notamment herbacée, est plus proche d'une prairie tourbeuse que d'une tour-
1260 bière boréale. En effet les valeurs observées à La Guette sont comparables à ce type
1261 d'écosystèmes. [Jacobs et al. \(2007\)](#) estiment des valeurs de PPB comprises entre 400 et
1262 2000 gC m⁻² an⁻¹ avec une moyenne de 1300 gC m⁻² an⁻¹ dans des prairies tourbeuses
1263 hollandaises. Sur des écosystèmes similaires, au Danemark, ([Görres et al., 2014](#)) trouve
1264 des valeurs de PPB plus importantes encore, entre 1555 et 2590 gC m⁻² an⁻¹. Il appa-
1265 rait cohérent que la tourbière de La Guette, par sa position géographique, et donc le
1266 climat qu'elle subit, mais également par sa problématique d'envahissement important
1267 par une végétation vasculaire notamment herbacée, s'approche en termes de flux de
1268 site tourbeux drainés pour les utiliser comme prairie.

1269 Le modèle PPB-1 a une incertitude importante sur l'estimation de ses paramètres.
1270 L'apport de l'indice de végétation dans l'estimation de la PPB est important lors de la
1271 phase de calibration. Il permet de diminuer l'incertitude sur les paramètres du modèles,
1272 d'augmenter leur significativité et d'améliorer la représentativité des données mesurées.
1273 L'intégration de la végétation aux modèles d'estimation de la PPB est rarement réalisé
1274 ([Bortoluzzi et al., 2006; Görres et al., 2014](#)), probablement à cause de la difficulté à
1275 prendre en compte ce signal aux sources multiples. Malgré cette amélioration lors de la
1276 calibration, lorsqu'il est évalué sur un jeu de données indépendant, le modèle PPB-2 à
1277 une erreur standard plus importante que celle du modèle PPB-1. L'apport de cet indice
1278 dans l'estimation de la PPB n'est donc pas généralisable. Bien que rarement faite à
1279 cause de la rareté des données, l'évaluation des modèles est cependant d'un intérêt
1280 majeur afin de confirmer ou d'infirmer l'apport de l'ajout d'un prédicteur à un modèle,
1281 particulièrement si l'on souhaite l'extrapoler.

1282 Les différences observées selon la façon d'estimer la PPB peuvent paraître impor-
1283 tante, néanmoins elles sont du même ordre de grandeur que celle rencontré par [Worrall](#)
1284 *et al.* ([2009](#)) qui compare différentes façons de modéliser des flux de gaz avec des équa-
1285 tions différentes (et non pas juste des variations sur un type de modèle). Ces différences
1286 sont également liées à l'importance des flux qui font que, surtout dans le cas de mo-
1287 dèles exponentiels, de faibles variations peuvent avoir des effets importants comme en
1288 témoigne l'analyse de sensibilité des paramètres du modèle ([Tableau 3.4](#)).

1289 **Discussion 2013-2014 ?** Dans le détail l'intégration de l'indice de végétation à un
1290 effet beaucoup plus important en 2013, avec un flux qui diminue de $365 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$,
1291 qu'en 2014 où la baisse n'est que de $74 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$.

1292 RE

1293 De la même façon que pour la PPB, les flux de la RE sont important si on les
1294 compare à des tourbières boréales et s'approchent davantage des flux mesurés dans
1295 les prairies sur sols tourbeux. La Re sur la tourbière de La Guette, comprise entre
1296 1232 et $1337 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ est plus importante que celle observée par ([Peichl et al.](#),

3.4. Discussion

1297 2014; Trudeau *et al.*, 2014) (pour reprendre les études citées précédemment) qui s'éta-
1298 blissent respectivement entre 137 et 443 gC m⁻² an⁻¹ et 206 et 234 gC m⁻² an⁻¹. Elles
1299 sont en revanche plus faible que celle mesurées par (Jacobs *et al.*, 2007), entre 500 et
1300 2000 gC m⁻² an⁻¹, ou par (Görres *et al.*, 2014) : entre 2070 et 3500 gC m⁻² an⁻¹.

1301 À l'inverse de la PPB, l'intégration de la végétation pour modéliser la RE n'amé-
1302 liore que peu l'estimation de la RE lors de la phase de calibration : la différence entre
1303 les valeurs d'erreur standard est de 5 %. En revanche lors de la phase d'évaluation,
1304 l'utilisation du recouvrement des herbacées semble améliorer l'estimation de façon plus
1305 importante avec une différence de 11 % entre les valeurs d'erreur standard. Contraî-
1306 rement à la PPB la différence apportée par l'intégration de la végétation (RE-2 ou
1307 RE-3) est du même ordre de grandeur en 2013 et en 2014. Sur les 2 années, l'effet
1308 de l'intégration de la végétation est limité avec une différence de 25 gC m⁻² an⁻¹ au
1309 maximum (entre ER-1 et ER-3), soit moins de 2 % du flux. Encore une fois l'intérêt
1310 de l'évaluation est mis en avant puisqu'il permet de distinguer des modèles très proche
1311 lors de la calibration.

1312 Les incertitudes sur l'estimation des paramètres RE sont beaucoup moins impor-
1313 tante que celle de la PPB. L'estimation des paramètres des modèles, à l'exception du
1314 paramètre c du modèles RE-2, ont une p-value inférieure à 0.05. L'erreur calculée lors
1315 de l'évaluation de ces modèles, si elle augmente par rapport à la calibration, reste
1316 faible particulièrement pour le modèle RE-3 où elle vaut moins de 25 %. La RE semble
1317 donc mieux contrainte que la PPB, avec une estimation des paramètres fiable et une
1318 différence entre les estimations issues des modèles limitée.

1319 CH₄

1320 Les flux de CH₄ sont faibles comparés aux flux de CO₂. Les valeurs mesurées sont
1321 plus forte que celles mesurés entre 0 et 0,03 μmol m⁻² s⁻¹ par Bortoluzzi *et al.* (2006).
1322 Pour 2013 les valeurs mesurées sont proches de celle mesurée par Long *et al.* (2010).
1323 L'absence d'étiage en 2014 explique peut-être le doublement des flux... (**Réf needed**)

1324 La faible relation observée entre le niveau de la nappe et les flux de méthane va dans

1325 le même sens que les observations faites par Trudeau *et al.* (2012) et (à développer, de
1326 ref ds trudeau2012)

1327 **COD**

1328 **3.4.2 Estimations des bilans**

1329 D'une manière générale, les bilans sont principalement contraints par les flux de
1330 CO₂, le CH₄ ne jouant qu'un rôle marginal en termes de quantité de carbone. Ces ob-
1331 servations sont cohérentes avec d'autres études comme Bortoluzzi *et al.* (2006); Worrall
1332 *et al.* (2009). La forte variabilité entre les différents bilans est à attribuer en grande
1333 majorité à l'erreur sur l'estimation du flux de PPB.

1334 Selon le bilan considéré, la tourbière de La Guette stocke de faible quantité de C
1335 de l'ordre d'une dizaine de grammes par mètre carré, ou émet du carbone dans l'at-
1336 mosphère de l'ordre de XXà plus de 200 gC m⁻² an⁻¹. Les estimations sont cohérentes
1337 avec le fait que la tourbière de La Guette a subie un drainage à l'aval (fossé de la
1338 départementale 926) induisant un envahissement par une végétation vasculaire.

1339 **3.4.3 Sensibilité et limitations du bilan**

1340 Les incertitudes les plus fortes du bilan sont sur les flux de CH₄ avec une erreur
1341 standard de 32 % lors de la calibration et de 68 % lors de la validation. Cette différence
1342 importante montre que l'estimation des flux de CH₄ à l'aide de l'indice de végétation
1343 à permis l'estimation de sa contribution au bilan de carbone de l'écosystème pour les
1344 années 2013 et 2014, mais que son utilisation dans d'autre conditions (année sèche,
1345 haute MAT) est fortement limité. L'importance faible du CH₄ dans le bilan de carbone
1346 de la tourbière rend ces erreurs moins critiques que celles faites sur l'estimation de la
1347 PPB. Les incertitudes importantes sur la PPB, sont mises en évidence par les fortes
1348 variations des flux interpolés selon l'équation utilisée. Elles sont la source des variations
1349 observées en termes de bilan. L'ajout d'un indice de végétation diminue d'incertitude
1350 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 $25 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$.

1354 sensibilité du bilan au variation des paramètres

1355 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)

1362 3.4.4 Représentativité locale du modèle

1363 Distribution des paramètres

1364 Pourquoi certaines placette mieux que d'autres

1365 Concernant la respiration la représentativité locale des modèles calibrés à l'échelle
1366 de l'écosystème semble plus homogène pour le modèle RE-3 que pour le modèle RE-1.

1367 Une telle comparaison entre PPB-1 et PPB-2 n'a pas été possible car vu le faible
1368 nombre de données et la qualité relative des modèles PPB par rapport aux modèles
1369 RE, peu de modèles sont parvenus à converger pour PPB-1 (11 sur 20 placettes) et
1370 pour PPB-2 (17 sur 20 placettes).

1371 3.4.5 Variation du bilan avec la végétation

1372 Le calcul des bilans avec les groupes de végétation permet de mettre en évidence
1373 des comportements différents des flux selon la végétation majoritaire. Ainsi le groupe 3
1374 dans lequel la strate herbacée est la plus importante est celui où la PPB est la plus forte.
1375 Ce point semble en cohérence avec la croissance annuelle importante des herbacées. À
1376 l'inverse le groupe 1 dans lequel la strate muscinale est la plus importante est également
1377 le groupe pour lequel la PPB est la plus faible. (Réf needed)

1378 Pour la RE, ce sont les groupes 3 et 4 qui ont les flux estimés les plus importants
1379 avec une différence d'environ $200 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ avec les deux autres groupes. Malgré
1380 leurs différences, le groupe 2 possède une strate muscinale importante alors qu'elle est
1381 absente dans le groupe 3, ils ont en commun d'avoir une strate arbustive importante.

1382 **3.4.6 perspectives**

1383 cartographie ?

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

¹³⁸⁵

¹³⁸⁶	4.1 Introduction	¹³⁸⁷ 92
¹³⁸⁸	4.2 Procédure expérimentale	¹³⁸⁹ 93
¹³⁹⁰	4.2.1 Expérimentation A	¹³⁹¹ 94
¹³⁹²	4.2.2 Expérimentation B	¹³⁹³ 94
¹³⁹⁴	4.2.3 traitement	¹³⁹⁵ 95
¹³⁹⁶	4.3 Résultats	¹³⁹⁷ 96
¹³⁹⁸	4.3.1 Expérimentation A	¹³⁹⁹ 96
¹⁴⁰⁰	4.3.2 Expérimentation B	¹⁴⁰¹ 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

¹⁴⁰² 4.1 Introduction

¹⁴⁰³ Au cours des deux années qu'ont duré les suivis des émissions de flux de CO₂ et
¹⁴⁰⁴ de CH₄ sur la tourbière de La Guette, le niveau de la nappe n'a que très faiblement
¹⁴⁰⁵ varié comparé aux années précédentes bien plus sèches. En conséquence de cette faible
¹⁴⁰⁶ variation peu de variations des flux ont pu y être relié. Malgré tout il est connu que
¹⁴⁰⁷ l'hydrologie est un facteur contrôlant important des flux.

¹⁴⁰⁸ Ainsi de nombreuses études on reliées les émissions de CO₂ au niveau de la nappe
¹⁴⁰⁹ avec, cependant, des résultats et des conclusions variables. La majorité des études
¹⁴¹⁰ montrent qu'une tourbière dont le niveau de la nappe est abaissé, soit par un drainage,
¹⁴¹¹ soit par une sécheresse, aura tendance à avoir un ENE plus faible : Ainsi [Strack et](#)
¹⁴¹² [Zuback \(2013\)](#) expliquent des valeurs d'ENE plus faibles qu'escompté, par des mesures
¹⁴¹³ faites pendant une période relativement sèche. Une observation similaire est faite par
¹⁴¹⁴ [Aurela et al. \(2007\)](#) qui mesure un ENE plus faible lors d'une année sèche, sur une
¹⁴¹⁵ tourbière à Carex du sud de la Finlande. Ils attribuent la variation de l'ENE à une
¹⁴¹⁶ augmentation de la RE et à une baisse de la PPB, dans des conditions plus chaudes
¹⁴¹⁷ et plus sèches. [Peichl et al. \(2014\)](#) observent également une baisse de l'ENE lors d'une
¹⁴¹⁸ année où le niveau de la nappe baisse de façon importante, au delà de -30 cm. Ils
¹⁴¹⁹ expliquent cette baisse par une baisse de la PPB. Cette observation va dans le même
¹⁴²⁰ sens que [Lund et al. \(2012\)](#) qui, lors de l'étude d'une tourbière située au sud de la suède,
¹⁴²¹ observent en 2008 une baisse de l'ENE. Les mesures de RE faites cette année là étant
¹⁴²² similaires à celles effectuées les autres années, ils lient cette baisse à une diminution
¹⁴²³ de la PPB. En 2006, sur la même tourbière, [Lund et al. \(2012\)](#) observent une autre
¹⁴²⁴ baisse de l'ENE. Mais cette fois, les mesures de PPB à leur tour similaires à celle
¹⁴²⁵ des autres années n'expliquent pas cette baisse. À l'inverse de 2008, cette baisse est
¹⁴²⁶ expliqué par une augmentation de la RE Ce paradoxe apparent est interprété grâce
¹⁴²⁷ au type de sécheresse : courte et intense pendant la saison de végétation de 2006 et
¹⁴²⁸ d'intensité plus faible mais d'une durée plus longue en 2008. Enfin et à l'inverse des

1429 résultats précédemment cités, Ballantyne *et al.* (2014) dans une étude des effets à long
 1430 terme d'une baisse du niveau de la nappe, n'observe que peu d'effet sur l'ENE tandis
 1431 que les flux de RE et de PPB augmentent tous deux. Toutes ces études montrent que
 1432 si le niveau de la nappe est incontestablement reconnu comme un facteur de contrôle
 1433 des flux de CO₂, il est difficile d'en dégager, avec certitude, un comportement valable
 1434 de façon générale.

1435 Concernant le méthane, une baisse du niveau de la nappe est généralement liée à
 1436 une baisse des émissions de CH₄, et inversement (Strack *et al.*, 2006; Pelletier *et al.*,
 1437 2007; Turetsky *et al.*, 2008). Cependant d'autres études, principalement dans des sites
 1438 où le niveau de la nappe est proche de la surface du sol, montrent une absence de
 1439 relation entre le niveau de la nappe et les émissions de méthane, voire une relation
 1440 inverse, avec des flux plus faibles liés à des niveaux de nappe plus élevés (Kettunen
 1441 *et al.*, 1996; Bellisario *et al.*, 1999; Treat *et al.*, 2007). Là encore selon les conditions
 1442 environnementales, la relation entre les flux de CH₄ et le niveau de la nappe n'est pas
 1443 aisément généralisable.

1444 L'objectif de ce chapitre est donc d'explorer plus en avant l'effet du niveau de la
 1445 nappe sur les émissions de GES, effet peu ou pas visible *in-situ*. Plus précisément il
 1446 s'agit de déterminer l'effet de cycles de dessication/ré-humectation sur les émissions de
 1447 CO₂ et de CH₄.

1448 4.2 Procédure expérimentale

1449 L'étude des cycles de dessication/ré-humectation s'est effectué sur des mésocosmes,
 1450 prélevés sur la tourbière de La Guette. L'expérimentation a été testé durant l'été 2013
 1451 avec un seul cycle relativement long, on s'y référera par la suite comme l'expérimenta-
 1452 tion A. Cette expérimentation a été renouvelée l'été 2014 afin d'augmenter à trois le
 1453 nombre de cycles, ceux-ci étant plus court. On appellera cette seconde expérimentation,
 1454 l'expérimentation B (Tableau 4.1).

4.2.1 Expérimentation A

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

4.2.2 Expérimentation B

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

¹⁴⁸² Le deuxième cycle dura du 17 au 28 juillet et du 29 juillet au 3 aout, Enfin le dernier
¹⁴⁸³ cycle fut mesuré du 4 au 11 aout pour la dessication et du 12 au 14 aout pour la
¹⁴⁸⁴ réhumectation.

¹⁴⁸⁵ 4.2.3 traitement

¹⁴⁸⁶ Les flux sont moyennés par jour de mesure.

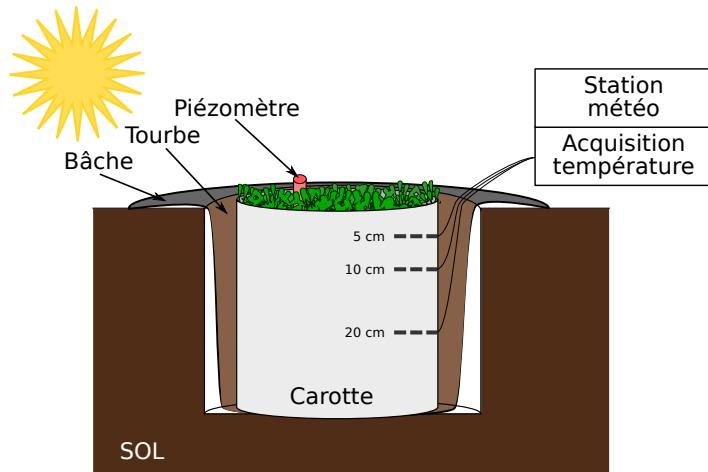


FIGURE 4.2 – Schéma d'un mésocosme

¹⁴⁸⁷ 4.3 Résultats

¹⁴⁸⁸ 4.3.1 Expérimentation A

¹⁴⁸⁹ Pendant la phase de dessication de l'expérimentation A, on observe une baisse du
¹⁴⁹⁰ niveau de la nappe pour les placettes contrôles comme pour les placettes traitements
¹⁴⁹¹ (Figure 4.3–A). Malgré tout leur comportement est différent : les placettes contrôles ont
¹⁴⁹² un niveau de nappe relativement élevé jusqu'au 24 juin puis ce niveau baisse fortement
¹⁴⁹³ alors que les placettes du groupe traité ont un niveau de nappe qui diminue de façon
¹⁴⁹⁴ plus continue sur l'ensemble de la phase. La remontée du niveau de la nappe s'effectue
¹⁴⁹⁵ de façon similaire pour les deux groupes. Enfin après la phase de ré-humectation, le
¹⁴⁹⁶ niveau de la nappe baisse à nouveau, plus rapidement pour le groupe traitement que
¹⁴⁹⁷ pour le groupe contrôle.

¹⁴⁹⁸ Les émissions de CH_4 , s'étendant de 0 et $0,3 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, sont relativement si-
¹⁴⁹⁹ milaires entre les deux groupes jusqu'au 24 juin 2013, date à partir de laquelle ils
¹⁵⁰⁰ commencent à diverger (Figure 4.3–B). À cette date les émissions du groupe contrôle
¹⁵⁰¹ augmentent rapidement pour atteindre $0,55 \pm 0,31 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ tandis que celles du
¹⁵⁰² groupe traité restent stable. Finalement mi-juillet, à la fin de la phase de dessicca-
¹⁵⁰³ tion les deux groupes retrouvent des niveaux d'émission similaires compris entre 0,1 et

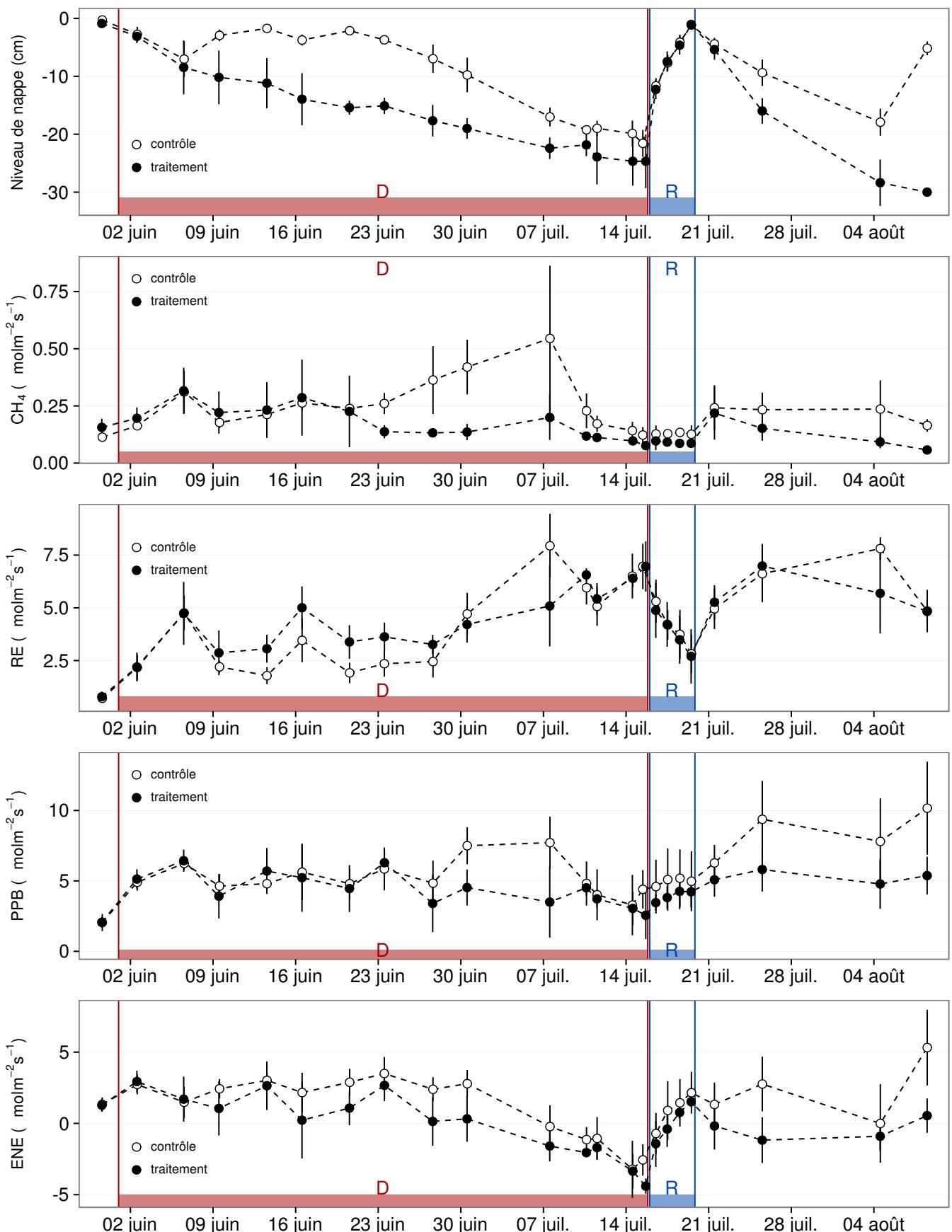


FIGURE 4.3 – Expérimentation A : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, CH_4 , RE, PPB, ENE en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent à la phase de dessiccation (D) en rouge et à la phase de réhuméction (R) en bleu.

4.3. Résultats

1504 0,2 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Ces niveaux restent constant pendant toute la phase de réhumecta-
1505 tion, avant d'augmenter légèrement par la suite ; ils ne dépassent pas 0,25 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1506 mais franchissent la barre des 0,2 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

1507 Pendant la phase de dessication, les valeurs de la RE tendent à augmenter quel
1508 que soit le groupe de placettes considéré (Figure 4.3–C). Ces valeurs inférieures à
1509 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
1510 mi-juillet, avant la réhumectation. Dans le détail cependant les deux groupes ne se
1511 comportent pas de la même façon : la RE du groupe traité augmente régulièrement
1512 pendant l'ensemble de cette phase, tandis que les valeurs du groupe de contrôle res-
1513 tent, dans un premier temps, stable jusque fin juin. La RE de ce groupe vaut alors
1514 $2,45 \pm 0,75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ contre $3,26 \pm 0,46 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour le groupe traité. Cet
1515 écart, pouvant varier dans le temps, étant installé depuis le 9 juin. À partir de dé-
1516 but juillet, les valeurs de RE du groupe de contrôle augmentent fortement dépas-
1517 sant les valeurs du groupe traité. La RE de ce groupe atteint alors un maximum à
1518 $7,93 \pm 1,52 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ le 8 juillet avant de retrouver des valeurs proche de celles ob-
1519 servées dans le groupe traité. Cette augmentation brusque correspond temporellement
1520 à celle observé, pour le même groupe, dans les flux de CH₄. Lors de la phase de réhu-
1521 mectation, les flux de RE diminuent de façon très similaire pour les deux groupes ou
1522 ils atteignent un minimum proche de 2,75 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Ce minimum reste cependant
1523 plus élevé que les valeurs mesurées initialement. Après la phase de réhumectation, les
1524 flux des deux groupe restent relativement proches pendant le reste des mesures, où ils
1525 remontent à mesure que le niveau de la nappe diminue à nouveau.

1526 Pour les deux groupes, les flux de PPB restent relativement stables pendant la
1527 phase de dessiccation (Figure 4.3–D). Jusqu'au 24 juin, les flux des deux groupes sont
1528 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
1529 moyenne pour les deux groupes). Après cette date, et comme pour le CH₄ et la RE,
1530 les valeurs de la PPB du groupe de contrôle augmentent et s'écartent de celles me-
1531 surées dans le groupe traité, en attendant de les rejoindre avant la fin de cette phase
1532 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

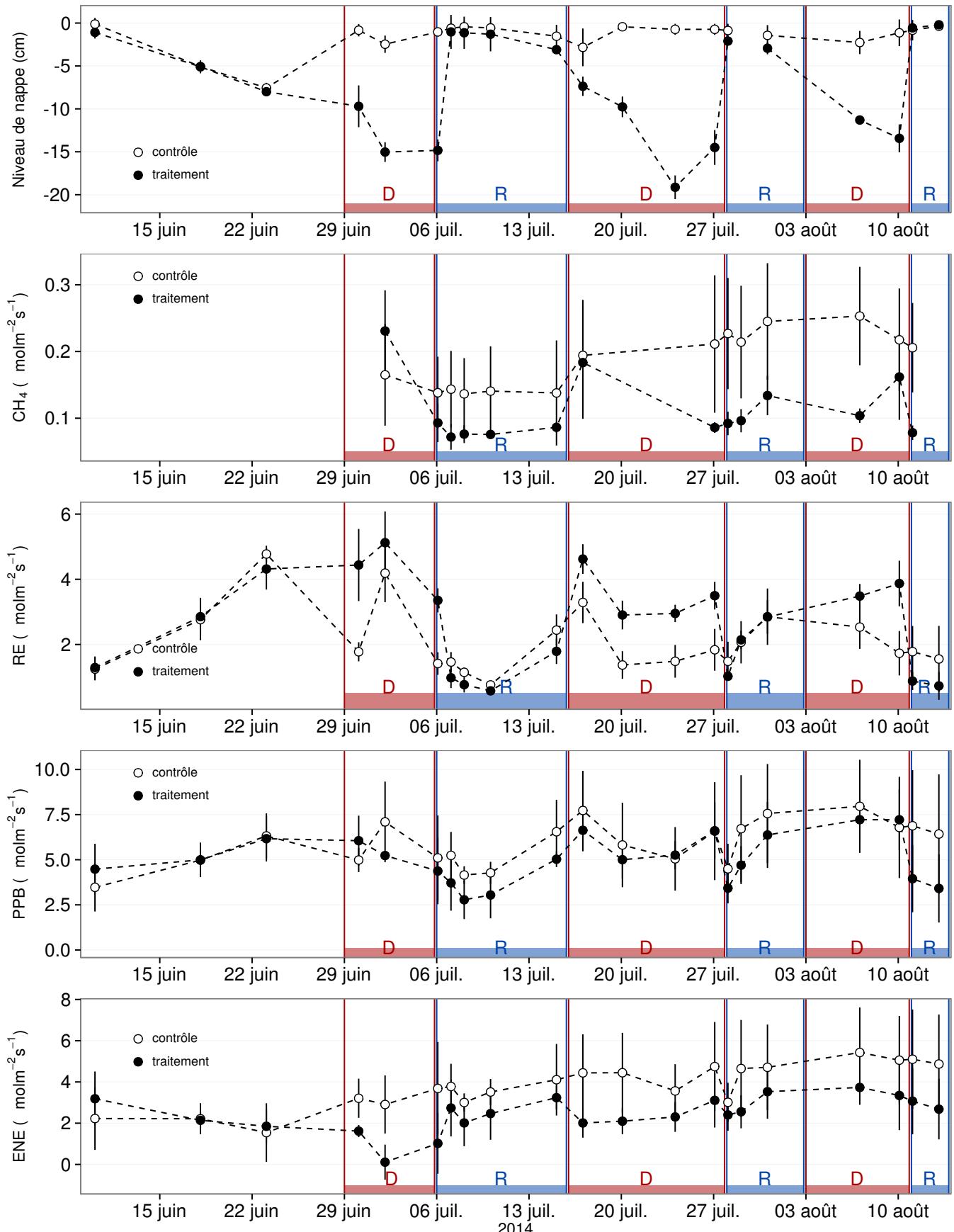


FIGURE 4.4 – Expérimentation B : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, CH_4 , RE, PPB, ENE en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent aux phases de dessiccation (D) en rouge et aux phases de réhumectation (R) en bleu.

1561 d'une quinzaine de centimètres en moyenne pour chaque cycle (Figure 4.4–A).

1562 Les flux de CH₄ moyen s'étendent de 0,07 à 0,34 µmol m⁻² s⁻¹. Les flux du groupe
1563 de contrôle, à l'exception de la première mesure, sont supérieurs aux flux du groupe
1564 traité, leurs moyennes respectives sur l'ensemble des mesures étant de 0,20 ± 0,06 et
1565 0,11 ± 0,05 µmol m⁻² s⁻¹ respectivement. Les émissions du groupe de contrôle tendent
1566 à augmenter sur la période de mesure. Une tendance similaire, quoique moins mar-
1567 quée, est également visible pour le groupe traité. Concernant les cycles de dessicca-
1568 tion/réhumectation, il est difficile de dégager des comportements communs, même s'il
1569 semble que l'assèchement conduit à une baisse des émissions (Figure 4.4–B) Cette re-
1570 lation, mise en exergue pas un nombre de points très faible, n'apparaît cependant pas
1571 sur l'ensemble des données (Figure 4.5–B) Un pic d'émission de CH₄ est également à
1572 noter pour chaque cycle pendant la phase de dessiccation.

1573 La RE varie pour les deux groupes entre 0,42 et 5,12 µmol m⁻² s⁻¹ (Figure 4.4–C)).
1574 Avant le démarrage des manipulations du niveau de la nappe, les valeurs des deux
1575 groupes sont très proches et augmentent tandis que le niveau de nappe diminue. Pen-
1576 dant les phases de dessiccation, les valeurs du groupe traité sont systématiquement supé-
1577 rieures, de 1,5 à 1,8 µmol m⁻² s⁻¹ en moyenne par phase, par rapport à celle du groupe
1578 de contrôle. À l'inverse pendant les phases de réhumectation les flux entre les deux
1579 groupes sont beaucoup plus proches avec une tendance de la RE du groupe de contrôle
1580 à être au dessus de celle du groupe traité. La RE du groupe traité est systématiquement
1581 plus faible pendant les phases de réhumectations que pendant les phases de dessicca-
1582 tions. En moyenne la RE vaut respectivement 2,28 ± 1,00 et 3,86 ± 0,80 µmol m⁻² s⁻¹
1583 pour les groupes de contrôle et traité pendant les phases de dessiccation et 1,70 ± 0,62
1584 et 1,51 ± 0,98 µmol m⁻² s⁻¹ pendant les phases de réhumectation.

1585 Sur l'ensemble de la période de mesure la PPB est comprise entre 2,78 et 7,96 µmol m⁻² s⁻¹.

1586 Avant le début des traitements les flux des deux groupes sont similaires (Figure 4.4–D).
1587 La première phase de dessiccation fait passer la PPB du groupe de contrôle au dessus
1588 du groupe traité. Pour les deux groupes, la PPB est plus importante lors des phases
1589 de dessiccation comparée aux phase de réhumectation, avec des moyennes respectives

4.4. Discussion

1590 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
1591 $4,05 \pm 1,60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour le groupe traité.

1592 Les valeurs d'ENE mesurées sont comprises entre $0,11$ et $5,42 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, elles
1593 ont tendance à augmenter au cours du temps. Passé la période pré-traitements pendant
1594 laquelle les flux de l'ENE sont similaires pour les deux groupes l'ENE du groupe de
1595 contrôle est systématiquement supérieure à celle du groupe de traitement (Figure 4.4–
1596 E). L'évolution des deux groupes reste cependant relativement conjointe pendant la
1597 période de mesure avec pour le groupe traité une diminution récurrente de l'ENE au
1598 début de chaque phase de dessiccation.

1599 4.3.3 tendances générales

1600 Pour les deux expérimentations une relation nette est visible entre le niveau de la
1601 nappe et l'ENE qui diminue lorsque le niveau de nappe augmente (Figure 4.5–G,H).
1602 La relation inverse est visible, pour les deux expérimentations, entre la RE et le niveau
1603 de la nappe (Figure 4.5–C,D). La PPB par contre ne montre aucune tendance claire
1604 quelle que soit l'expérimentation. On peut malgré tout noter que les valeurs de PPB les
1605 plus faibles correspondent aux niveaux de nappe les plus élevés(Figure 4.5–E,F). Pour
1606 le méthane, que ce soit pour l'expérimentation A ou B, aucune tendance ne semble se
1607 dégager vis à vis du niveau de la nappe (Figure 4.5–A,B).

1608 4.4 Discussion

1609 4.4.1 Comparaison aux mesures *in-situ*

1610 Les flux moyen de CH_4 mesurés dans les mésocosmes des deux expérimentations
1611 font partie des valeurs hautes mesurées sur le terrain. Certaines campagnes dépassent
1612 nettement, en faisant plus que doubler, le maximum de $0,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ mesuré en
1613 2014 sur la tourbière de La Guette.

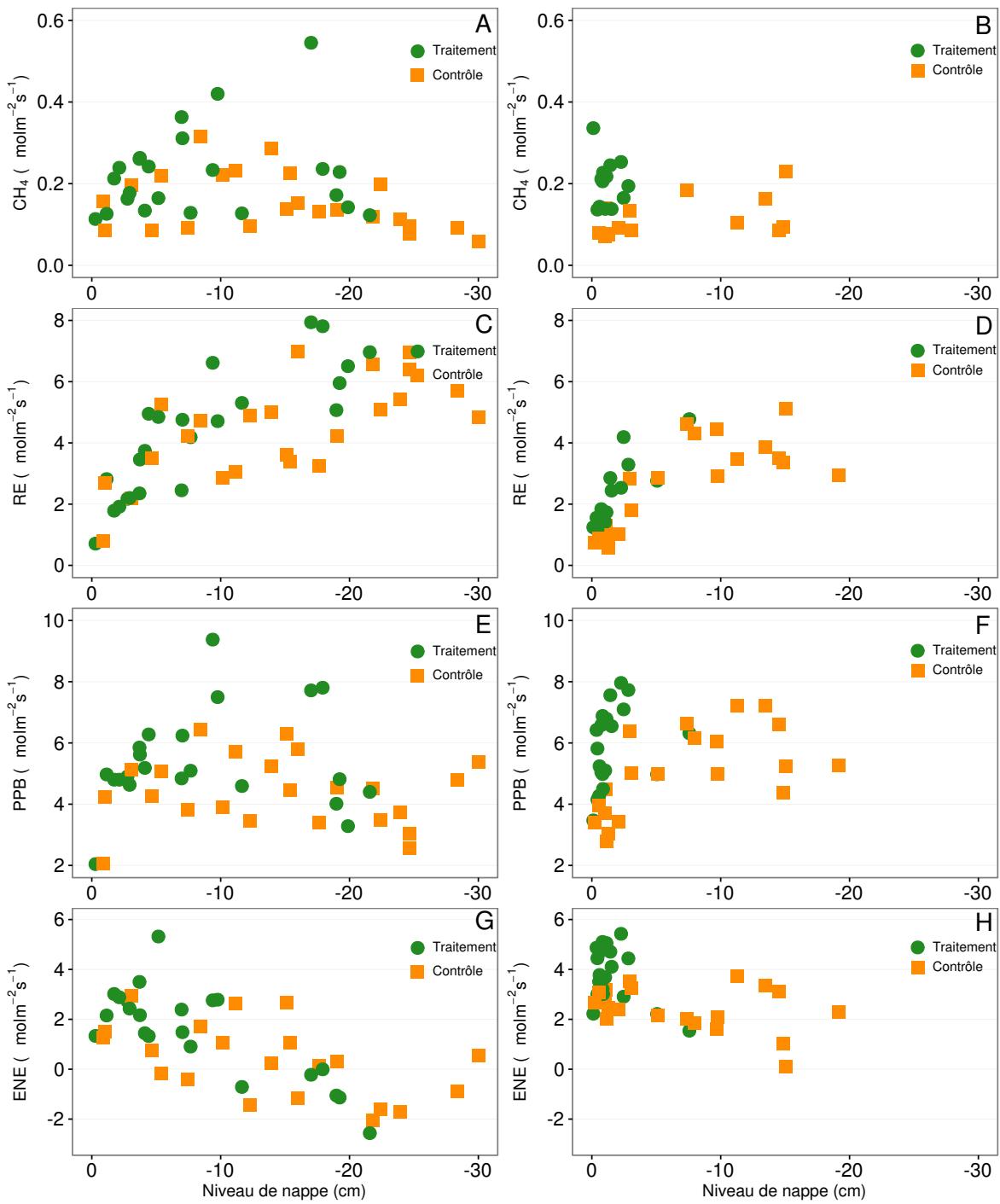


FIGURE 4.5 – Relations entre les flux de GES et le niveau de la nappe

4.4. Discussion

1614 Pour le CO₂ les flux sont généralement dans la gamme des valeurs mesurée sur la
1615 tourbière de La Guette. Pour l'expérimentation A, l'ENE moyen est plus faible que
1616 celui mesuré sur le terrain la même année : 0,81 contre 2,85 µmol m⁻² s⁻¹. Pour l'expé-
1617 rimentation B en revanche l'ENE moyen vaut 0,71 µmol m⁻² s⁻¹ ce qui est relativement
1618 proche de celui mesuré sur le terrain : 2,93 µmol m⁻² s⁻¹. Les flux de RE et de PPB
1619 sont moins fort que les flux mesurés sur le terrain mais restent dans leur gamme de
1620 valeurs. Ces comparaisons sont par ailleurs à relativiser puisque les mesures de flux
1621 n'ont pas nécessairement lieu aux mêmes moment de la journée.

1622 Comme pour la RE, les flux de PPB sont du même ordre de grandeur que ceux me-
1623 surés sur le terrain, mais légèrement plus faible : les maxima moyens mesurés dans les
1624 mésocosmes sont d'environ 7,5 pour des valeurs de 13 µmol m⁻² s⁻¹ mesuré directement
1625 sur la tourbière.

1626 4.4.2 Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de 1627 gaz

1628 Les résultats de ces deux expérimentations montrent clairement une augmentation
1629 de la RE quand le niveau de la nappe diminue. Ceci est en accord avec les résultats
1630 d'autres études que ce soit in-situ (Ballantyne *et al.*, 2014) ou en mésocosmes (Blodau
1631 *et al.*, 2004; Dinsmore *et al.*, 2009). Dans ces deux dernières publications, la baisse
1632 du niveau de la nappe diminue la PPB. Pas de variations claires de la PPB n'est vi-
1633 sible dans les données présentées, même si une légère tendance semble émergée aux
1634 plus fortes profondeur de nappe pour l'expérimentation A, ces observations restent à
1635 confirmer. Cette absence d'effet du niveau de la nappe sur la PPB peut, peut être,
1636 être liée à la profondeur des mésocosmes (30 cm). En effet dans Blodau *et al.* (2004)
1637 et Dinsmore *et al.* (2009), les mésocosmes utilisés sont plus grands, 75 et 41 cm res-
1638 pectivement, ont permis d'abaisser le niveau de l'eau au delà de -30 cm. Cette limite
1639 a été rapportée plusieurs fois comme étant un seuil au delà duquel son observés des
1640 changements importants (Blodau *et al.*, 2004; Peichl *et al.*, 2014). Ce seuil est expliqué
1641 comme étant la limite au delà de laquelle les forces de capillarités ne permettent plus

1642 d'alimenter en eau les sphaignes (Rydin et Jeglum, 2013b; Ketcheson et Price, 2014).
1643 Il résulte des constats précédents qu'une baisse du niveau de nappe, faisant augmenter
1644 la RE et ne changeant pas ou peu la PPB, conduit à une baisse de l'ENE. Cette di-
1645 minution de l'ENE est cohérente avec la littérature, que ce soit des expérimentations
1646 en mésocosmes (Aerts et Ludwig, 1997; Blodau *et al.*, 2004), ou in-situ (Bubier *et al.*,
1647 2003; Sonnentag *et al.*, 2010). Malgré tout l'extrapolation de ses résultats à d'autres
1648 situations n'est pas évidente car fortement fonction du contexte. D'autre études n'ont,
1649 par exemple, pas observé d'influence du niveau de la nappe sur la RE (Updegraff *et al.*,
1650 2001). Par ailleurs Laiho (2006) a montré l'importance du contexte et notamment celui
1651 de l'échelle de temps considéré qui peut impliquer des phénomènes différents et donc
1652 avoir des conséquences différentes.

1653 La dépendance entre les flux de CH₄ et le niveau de la nappe, devant conduire à une
1654 baisse des émissions quand le niveau de la nappe diminue, comme décrite dans Aerts et
1655 Ludwig (1997), Pelletier *et al.* (2007) ou Turetsky *et al.* (2008), n'a pas été clairement
1656 observée. Ce constat rejoins d'autres études dans lesquelles une relation inverse ou un
1657 absence de relation a été trouvé entre le CH₄ et le niveau de la nappe Kettunen *et al.*
1658 (1996); Bellisario *et al.* (1999); Treat *et al.* (2007). L'observation d'un pic de méthane
1659 suivant de quelques jours une phase de hausse du niveau de la nappe, est également
1660 rapportée par Kettunen *et al.* (1996). (**And so what ?**)

1661 4.4.3 Effet cycles multiples

₁₆₆₂ 5 Variation journalière de la respiration de
₁₆₆₃ l'écosystème (article)

₁₆₆₄

₁₆₆₅

5.1 Introduction 109

₁₆₆₆ 5.1.1 Study sites 111

₁₆₆₇ 5.1.2 Data acquisition 111

₁₆₆₈ 5.1.3 Data synchronisation 112

₁₆₆₉ 5.1.4 Sensitivity of ER to temperature 112

₁₆₇₀ 5.1.5 Testing difference between daytime and nighttime ER sensi-
₁₆₇₁ tivity to temperature 113

₁₆₇₂ 5.1.6 Physico-chemical characterisation of the peat 113

5.2 Résultats 114

₁₆₇₃ 5.2.1 Température de l'air et variabilité de RE 114

₁₆₇₄ 5.2.2 Synchronisation RE et température du sol 115

₁₆₇₅ 5.2.3 Équations utilisées 116

₁₆₇₆ 5.2.4 Relation entre RE et la température 117

₁₆₇₇ 5.2.5 Évolution du Q10 118

₁₆₇₈ 5.2.6 Différence entre mesures de jour et de nuit 120

₁₆₇₉ 5.2.7 Caractérisation de la tourbe 120

5.3 Discussion 120

₁₆₈₀ 5.3.1 Différence de RE entre les différents sites 120

₁₆₈₁ 5.3.2 Temps de latence entre température et RE 124

₁₆₈₂ 5.3.3 La synchronisation entre RE et la température améliore la
₁₆₈₃ représentation de la sensibilité de RE à la température 125

1687	5.3.4 Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit	126
1688	5.3.5 La sensibilité du Q10 à la profondeur de la température et à	
1689	la synchronisation	126
1690	5.4 Conclusions	127
1692		

1693 5.1 Introduction

1694 At a global scale, Ecosystem Respiration (ER) and photosynthesis are the most
1695 important fluxes between the atmosphere and the biosphere, accounting for 98 and
1696 123 PgC yr⁻¹, respectively (Bond-Lamberty et Thomson, 2010; Beer *et al.*, 2010). By
1697 contrast the fossil fuel and cement production flux is one order of magnitude lower, at
1698 7.8 PgC yr⁻¹ (Ciais *et al.*, 2014). Consequently, even small variations in the ecosystem
1699 fluxes may result in substantial changes in carbon (C) storage dynamics. This can have
1700 a significant effect on the global C budget, in particular on atmospheric C concentration.
1701 The C stock in natural ecosystems is divided into two pools : vegetation, which contains
1702 450 to 650 Pg C, and the soil which contains 1500 to 2400 Pg C (Prentice *et al.*, 2001;
1703 Eswaran *et al.*, 1993; Batjes, 1996). Across the world, the soil organic C (SOC) pool is
1704 spatially heterogeneous in terms of source and physical conditions, leading to variable
1705 storage rates between ecosystem types. Peatlands are efficient C storage ecosystems.
1706 They cover only 3 % of the global terrestrial area, but contain from 270 to 455 Pg C as
1707 SOC, i.e. from 10 to 30 % of the world's soil C (Gorham, 1991; Turunen *et al.*, 2002).
1708 Thus, peatlands are considered as a "hot spots" for SOC storage, and their evolution
1709 under current environmental changes deserves attention.

1710 As in many other terrestrial ecosystems, many factors affect ER variability in peat-
1711 lands : temperature, soil water content, vegetation, and substrate supply (Luo et Zhou,
1712 2006b). All these factors are thought to be affected by global change, with unknown
1713 consequences on the C balance (Limpens *et al.*, 2008). ER is often related to tempe-
1714 rature : either to air temperature (e.g., Bortoluzzi *et al.*, 2006), or soil temperature.
1715 The most commonly used soil temperatures are those at -5 cm (Ballantyne *et al.*, 2014;
1716 Görres *et al.*, 2014) and -10 cm (Kim et Verma, 1992; Zhu *et al.*, 2015). In some studies,
1717 different depths are used and the selected one depends on the goodness-of-fit (Günther
1718 *et al.*, 2014; Zhu *et al.*, 2015). All these studies use the chamber method to measure
1719 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.

1749 The aim of this study was (i) to highlight any time-delay at the daily timescale
1750 between ER and soil temperature at different depths in peatlands (ii) to assess the
1751 effect of synchronisation between ER and temperature in the representation of the diel
1752 ER variations (iii) to use the improved model to assess whether there is a difference
1753 between nighttime and daytime ER.

1754 **5.1.1 Study sites**

1755 The study was performed on four French *Sphagnum*-dominated peatlands : Berna-
1756 douze (BDZ, Ariège ; 3.75 ha, N 42°48'09", E 1°25'24", 1400 m), Frasne (FRN, Doubs ;
1757 98 ha, N 46°49'35", E 6°10'20", 836 m), Landemarais (LDM, Ille-et-vilaine ; 23 ha,
1758 N 48°26'30", E 1°10'54", 154 m), and La Guette (LGT, Cher ; 26 ha, N 47°19'44", E
1759 2°17'04", 145 m). Mean annual air temperatures and annual rainfalls were 6, 7.5, 11,
1760 11°C, and 1700, 1400, 870, 880 mm for BDZ, FRN, LDM and LGT respectively. During
1761 the measurements the water table level remained constant at to -12, -7, -35 and -9 cm
1762 for BDZ, FRN, LDM and LGT.

1763 **5.1.2 Data acquisition**

1764 Fieldwork was conducted between July and October 2013. In each site, four plots
1765 (replicates) with similar plant cover were chosen. Four cylindrical PVC collars (diame-
1766 ter : 31 cm, height : 15 cm) were inserted into the peat the day before beginning the
1767 measurements. For 72 hours, CO₂ fluxes were measured in the 4 plots once an hour
1768 in random order. These measurements were undertaken using a closed static cham-
1769 ber (diameter of 30.5 cm, height of 30 cm), with a GMP343 Vaisala probe. ER was
1770 measured with a transparent chamber covered by an opaque material to avoid input of
1771 photosynthetic active radiation. Inside the chamber the air was homogenized with a fan
1772 in order to minimize concentration gradients ([Pumpanen et al., 2004](#)). Measurement
1773 lasted a maximum of 5 min with CO₂ concentration recorded every 5 seconds as well
1774 as the relative humidity and the temperature inside the chamber.

1775 In each site a weather station and a data logger were set up near the plots to provide

5.1. Introduction

1776 meteorological and environmental data recorded every second : surface temperature (air
1777 temperature as close as possible to the surface : 5 cm), peat temperature (at -5, -10,
1778 -20 and -30 cm depth), air relative humidity and solar radiation.

1779 After the 72 hours of measurements four peat cores (30 cm height and 15 cm
1780 diameter), one for each replicate, were extracted at each site for physico-chemical cha-
1781 racterisation.

1782 5.1.3 Data synchronisation

1783 The synchronisations between ER fluxes and temperatures were calculated for each
1784 depth and time-delays : The acquisition frequency between temperature and ER were
1785 different. Thus an average of the temperatures recorded during the ER measurement
1786 time was calculated for all depths at the corresponding CO₂ flux measurement time.
1787 Then the temperature averaging procedure was repeated at 10-minute increments, until
1788 a 24 hour shift. The 10-minute step was a compromise between precision and calculation
1789 time. Next a correlation coefficient was calculated for each time step and temperature
1790 measurement depth. Finally the synchronisation was determined for each depth, by
1791 selecting the time-delay corresponding to the highest correlation coefficient. Negative
1792 correlations caused by the phase shift were discarded.

1793 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)

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

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

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

1794 ER was estimated using air temperature, soil temperatures at -5, -10, -20 and -30

1795 cm depth with both non-synchronised and synchronised datasets. Calculations were
1796 implemented in R, and modelled data were adjusted to measured data using Ordinary
1797 Least Squares (OLS). The goodness-of-fit was estimated by calculating the regression
1798 coefficient (R^2) and the root mean square error normalized by the mean (NRMSE).

1799 **5.1.5 Testing difference between daytime and nighttime ER**
1800 **sensitivity to temperature**

1801 To test whether the relationship between ER and temperature differed during day-
1802 time and nighttime, the dataset was split into two groups which were then compared.
1803 The data between 10 am and 5 pm were considered as representative of the day and
1804 data between 11 pm and 6 am as representative of the night. Only the air temperature
1805 and the -5 cm depth peat temperature (with synchronised and non-synchronised data)
1806 were investigated as they provide the best ER representation. The data for day and
1807 night were centred to account for natural differences in measurement, since : during
1808 the day both temperature and ER are higher than in the night. Using these centred
1809 data, ratios between ER and temperatures were calculated. Finally a paired Student's
1810 t test was applied on the mean of the replicate for each site and each temperature to
1811 assess the significance of the differences between day and night measurements.

1812 **5.1.6 Physico-chemical characterisation of the peat**

1813 In the laboratory, two peat cores from each site were immersed in water during 24
1814 hours to saturate the pores. Then, the cores were soaked overnight to get rid of the
1815 water filling the effective porosity. At 5 cm steps, a piece of peat with a known volume
1816 (V , cm^3) was cut and weighed (W_1 , g). Then, the samples were dried at 50°C for 48
1817 hours and weighed (W_2 , g). Total porosity (Φ_T , dimensionless), retention porosity (Φ_R ,
1818 dimensionless), effective porosity (Φ_E , dimensionless) and bulk density (Bd , g cm^{-3})
1819 were calculated as follows :

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

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

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

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

1820 Peat density (ρ_{peat}) was set at 1.45 according to [Kennedy et Price \(2005\)](#). Then
1821 the peat was crushed and C, H, N and S analyses were performed with an elemental
1822 analyser (Thermo Flash analyser).

1823

5.2 Résultats

1824

5.2.1 Température de l'air et variabilité de RE

1825 Mean surface air temperatures were about 14-15 °C for all sites, except for LGT
1826 which was 20.8 ± 7.4 °C, (Figure 5.1 – H). The lowest mean temperature and amplitude
1827 were found at BDZ : 14.4 ± 3.3 °C (Figure 5.1 – E). In LDM and FRN, the mean surface
1828 air temperatures were respectively 14.9 ± 8.7 °C and 15.0 ± 10.3 °C (Figure 5.1 – F,
1829 G) Surface air temperature was the highest in FRN.

1830 At -5 cm depth, BDZ and LGT had lower mean temperatures than at the surface :
1831 14.1 ± 1.5 °C and 20.3 ± 1.7 °C respectively, whereas the opposite was observed in FRN
1832 and LDM with 16.3 ± 2.4 °C and 15.9 ± 1.0 °C respectively. Mean soil temperatures
1833 were still higher at -10 cm for both sites, but only in LDM at -20 cm. At -30 cm
1834 the soil temperature amplitude ranged from 0.2 in LDM to 0.6 in LGT and FRN.
1835 Overall conditions were warmer in LGT than in the other sites and LDM, despite a
1836 large amplitude of surface air temperature, had a particularly low soil temperature
1837 amplitude.

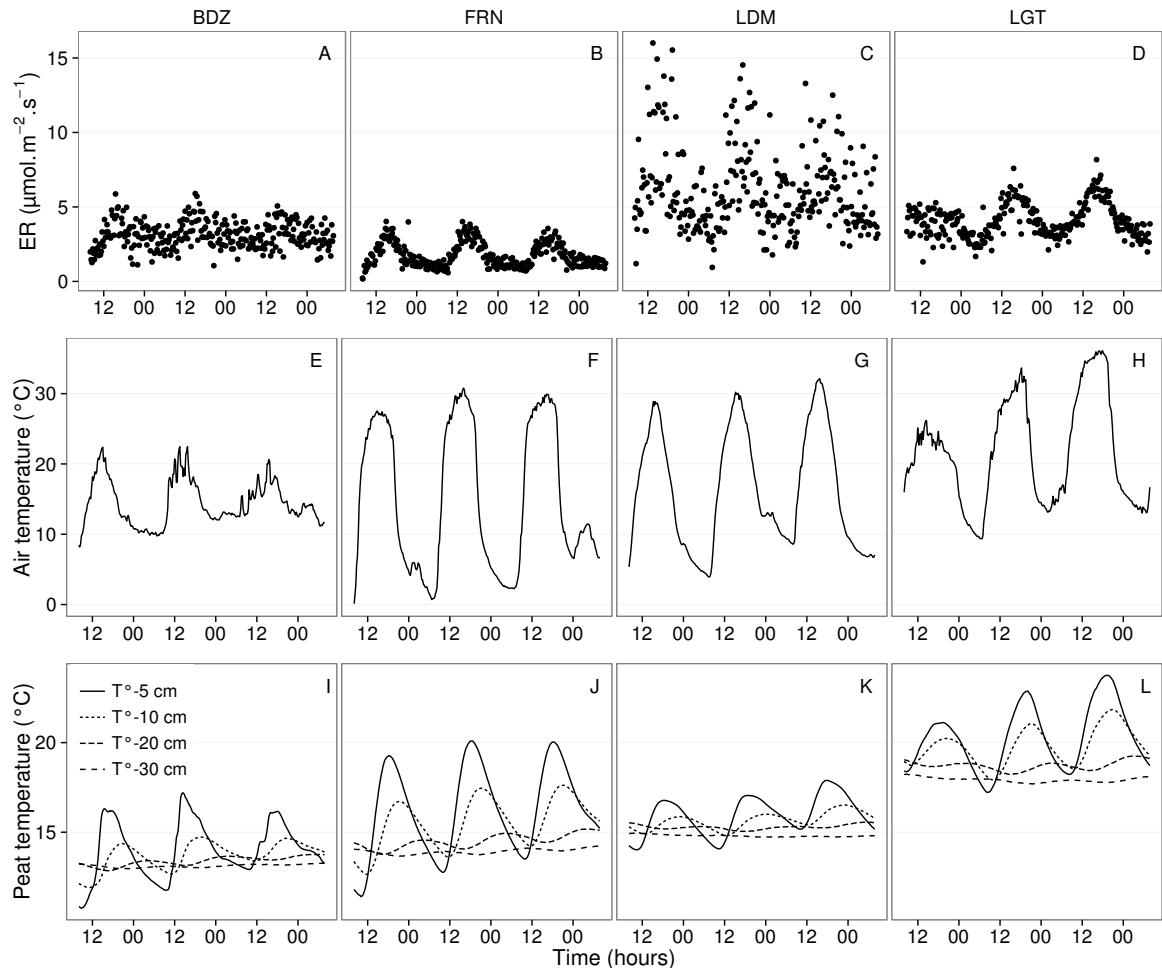


FIGURE 5.1 – Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).

1838 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)

1844 5.2.2 Synchronisation RE et température du sol

1845 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.

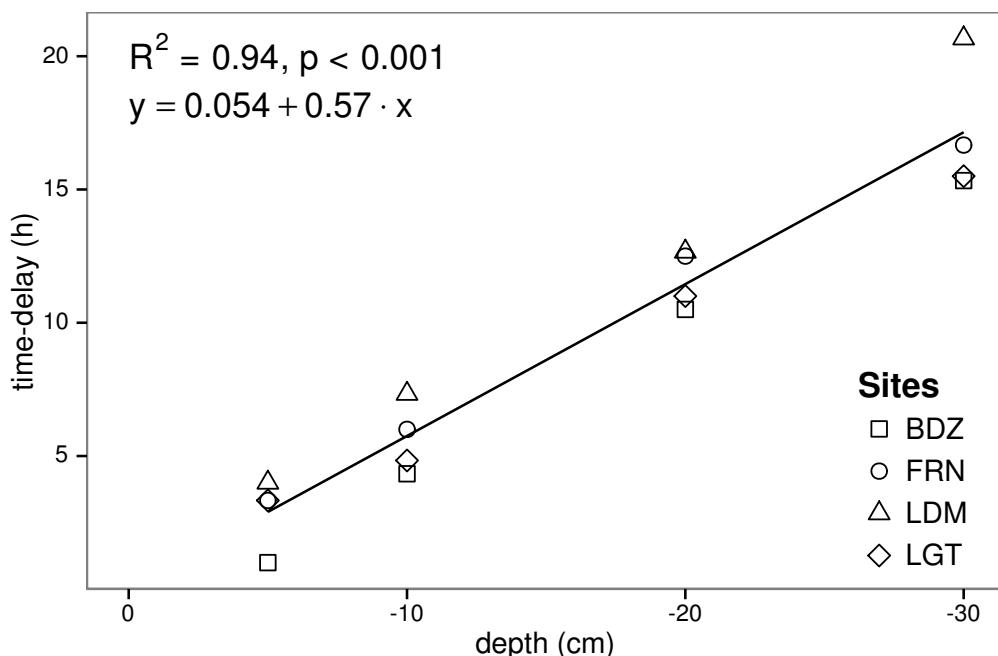


FIGURE 5.2 – Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT)

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	

1862 whereas differences in NRMSE maximum values were 1.28 and 1.14 (Table 5.1). In
 1863 most cases the linear model led to a slightly better R^2 than the others. As the differ-
 1864 ences between equations were small, however, we will describe the exponential model
 1865 in the following sections, because (i) it is the most widely used model to describe the
 1866 ER–temperature relationship and (ii) the Q_{10} value can be derived from this equation.
 1867 This will allow the comparison of the results of our study to others.

1868 5.2.4 Relation entre RE et la température

1869 The relationship between air temperature and ER, using the exponential model, was
 1870 better in LGT and FRN ($R^2 > 0.55$) than in LDM and LDM ($R^2 < 0.35$) (Table 5.1).
 1871 Nevertheless in all sites and with both linear and exponential models, using synchro-
 1872 nised soil temperatures gave a better account of the ER variability than their non-
 1873 synchronised counterparts (Figure 5.3). The goodness of fit (R^2) increased on average
 1874 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

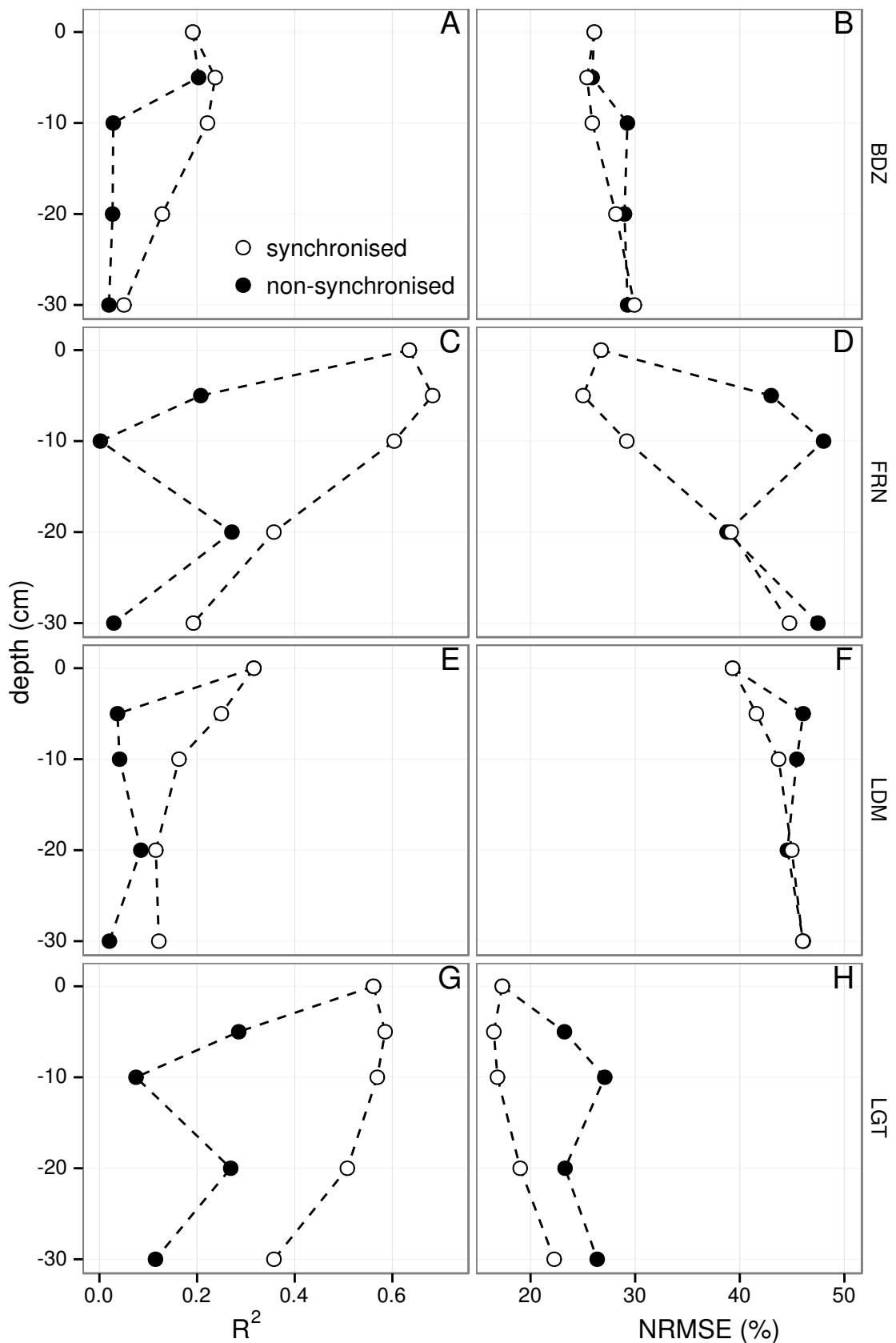


FIGURE 5.3 – Profile of R^2 and NRMSE, (RMSE, normalized by the mean), with depth, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT) using the exponential model.

5.3. Discussion

1903 1.4 (Figure 5.4). It increased to about 2.5 at -5 cm depth, with both synchronised and
1904 non-synchronised data. Below this depth, Q_{10} estimated with both methods either de-
1905 creased downwards (non-synchronised) or increased (synchronised data) to unrealistic
1906 values (Figure 5.4).

1907 5.2.6 Différence entre mesures de jour et de nuit

1908 For BDZ and LDM sites no significant differences were found between daytime and
1909 nighttime data no matter which model was used, whereas differences were found for
1910 FRN and LGT (Figure 5.5). In FRN, synchronisation increased the significance of the
1911 differences : $p < 0.001$ with and $p < 0.01$ without synchronisation respectively. The
1912 same pattern was found in LGT but with lower significance. Hence models using -5
1913 cm depth with non-synchronised data are not significantly different but those using
1914 synchronised data are. Note that, for LGT, the model using air temperature had a
1915 daytime slope that was higher than the nighttime one, which was the opposite of all
1916 the other cases.

1917 5.2.7 Caractérisation de la tourbe

1918 Elemental compositions were similar in all sites : 1–3%, 4–6% and <1% for N, H
1919 and S respectively (Table 5.2). C content was mainly between 40 and 50 %, except at
1920 the deeper levels in LDM and LGT where values were lower (< 32%).

1921 5.3 Discussion

1922 5.3.1 Différence de RE entre les différents sites

1923 The ER fluxes calculated in the 4 sites were in the same order of magnitude as those
1924 of peatlands found in the literature. [Bortoluzzi *et al.* \(2006\)](#), for instance, found ER
1925 values ranging from 2 to 5 during the same period as this study, i.e. July to October

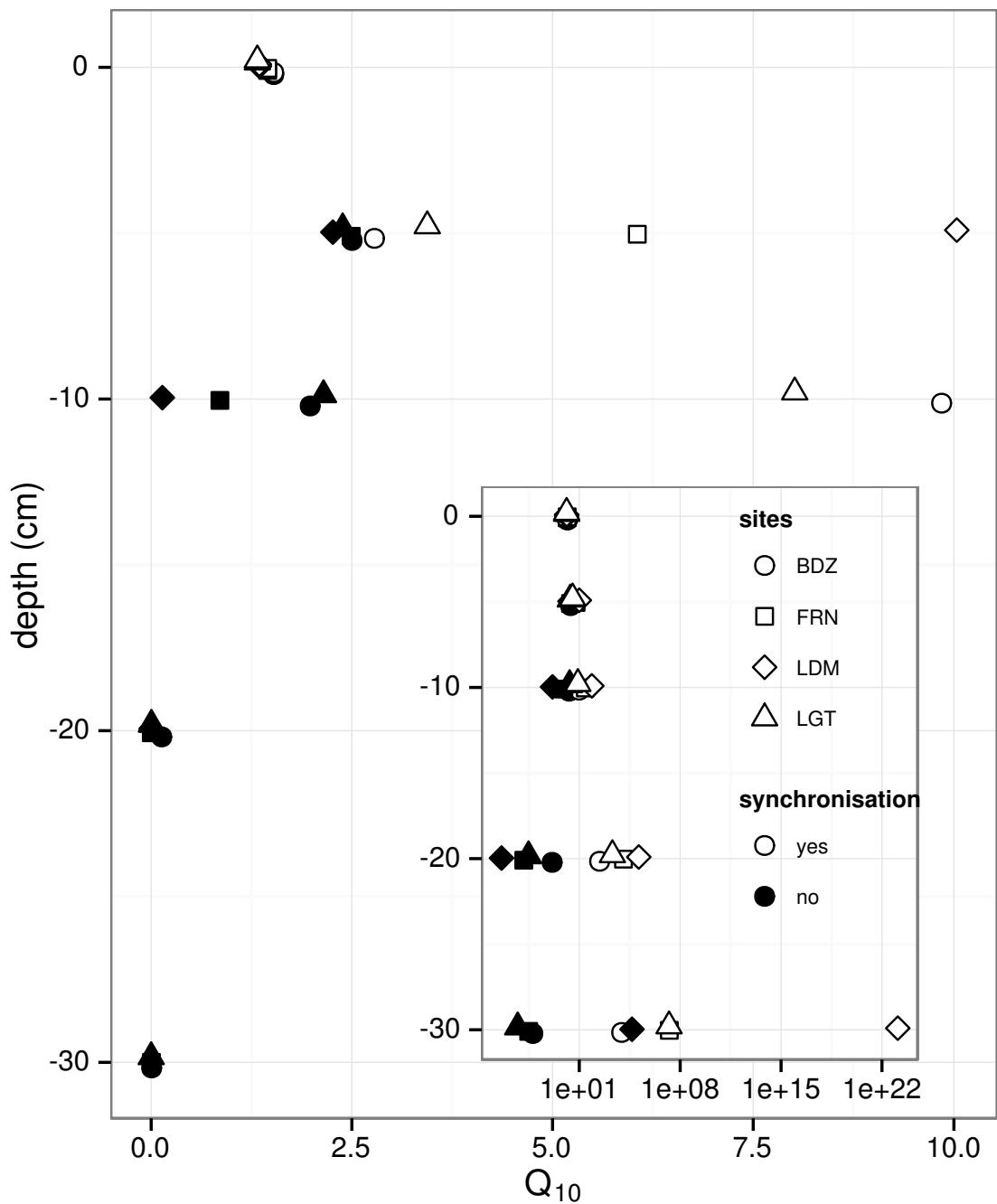


FIGURE 5.4 – Profile of Q_{10} with depth for synchronised (white) and non synchronised (black) data and exponential model in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).

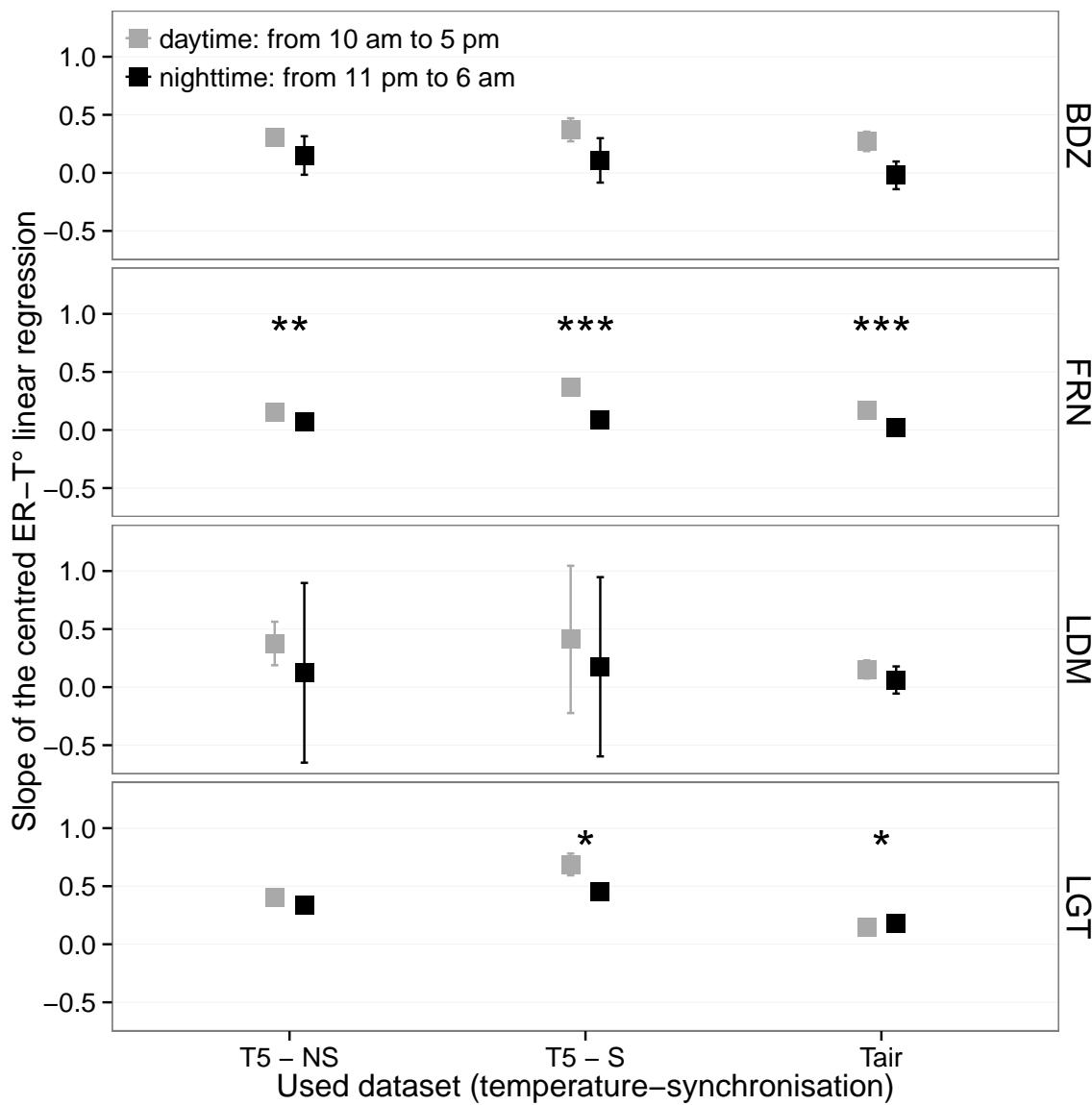


FIGURE 5.5 – Differences between daytime and nighttime measurements using 3 models : non-synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – NS), synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – S), and non-synchronised data at air temperature (Tair).

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
[in a grassland ecosystem](#) and by [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

1954 was the only site with a slightly higher slope especially at -30 cm. This was expected
1955 as soil diffusivity increases with wetness (Hillel, 2003) and LDM was the site with the
1956 lowest water table level. This was confirmed by thermal conductivity measurements
1957 conducted on the peat cores (data not shown). Overall, it should be noted that the
1958 time-delays were similar in all the studied sites despite their variability in terms of ER
1959 fluxes.

1960 **5.3.3 La synchronisation entre RE et la température améliore**
1961 **la représentation de la sensibilité de RE à la température**

1962 In spite of the importance of lags between physical phenomena and biological
1963 activities (Vargas *et al.*, 2010), few studies have addressed the effect of time-delays bet-
1964 ween soil temperature and global biological activity (ER) at the daily timescale. At this
1965 scale, we showed in peatlands that using synchronised data improved the representation
1966 of the temperature sensitivity of ER. The improvement provided by synchronisation
1967 was evidenced at shallow depth. The best goodness-of-fit obtained with synchronised
1968 data and models using one temperature, was found at -5 cm depth. These observations
1969 are in agreement with those of Pavelka *et al.* (2007) who also found a decreasing ef-
1970 fect of synchronisation with depth. Such a lesser depth effect could be explained by
1971 a simultaneous decrease in temperature amplitude. Because the goodness-of-fit of the
1972 non-synchronised data increases at -20 cm, the synchronisation effect strongly decreases
1973 at this depth. This pattern is visible, with various amplitudes, in the different sites.
1974 It is explained by the 12 h time-delay (Figure 5.2) corresponding to a phase inversion
1975 that occurs at this depth between the ER and the daily temperature courses. Such a
1976 phase inversion was found deeper, at -30 cm by Pavelka *et al.* (2007), due to a higher
1977 temperature diffusivity in mineral soils. Finally in our study these models, using syn-
1978 chronised -5 cm depth temperature, show slightly higher R^2 and lower NRMSE values
1979 than those using surface air temperature.

1980 **5.3.4 Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit**

1981 The significant differences observed between daytime and nighttime measurements
1982 corroborate other studies in which these differences were found using chamber tech-
1983 niques ([Juszczak et al., 2012](#); [Darenova et al., 2014](#)). The fact that some sites show
1984 significant differences (FRN and LGT) and not others (BDZ and LDM) seems to be
1985 linked to the variability between plots and temperature amplitude. When temperature
1986 amplitude was low, most of the variability originated from spatial variability between
1987 plots. This was also corroborated by a test done on LGT where we calculated the day
1988 and night differences only on the last two days when temperature amplitude was the
1989 greatest. As a result the significance increased from $p < 0.05$ to $p < 0.01$ for the syn-
1990 chronised model using -5 cm depth temperature and the differences observed in the
1991 model using air temperature were no longer significant any more ($p > 0.05$).

1992 **5.3.5 La sensibilité du Q₁₀ à la profondeur de la température
1993 et à la synchronisation**

1994 In shallow layers (≤ 10 cm), the Q_{10} values calculated with non-synchronised data
1995 in the ranges that are usually reported, i.e. between 1.3 to 3.3 ([Raich et Schlesinger,](#)
1996 [1992](#)). At deeper levels in the peat profile (≥ 10 cm), they reach 0 as the relationship
1997 between ER and the temperature weakens, and is not compensated by a long term
1998 evolution. A similar behaviour was found by [Pavelka et al. \(2007\)](#) even if this Q_{10}
1999 decrease with depth is not usually seen and most studies show the opposite, namely
2000 an increase in Q_{10} values with depth ([Graf et al., 2008](#)). This apparent contradiction
2001 may be explained by the length of the study. Because of its short duration, the effect of
2002 the time-delays on ER were preponderant over the temperature effect. Synchronisation
2003 also led to meaningless high Q_{10} values because synchronisation can explain a higher
2004 proportion of ER flux with a smaller temperature variation. Temperature amplitude
2005 decreases with depth because of soil dampening.

2006 5.4 Conclusions

2007 We showed that the time-delays between ER and soil temperatures at different
2008 depths are significant on a daily timescale as the signals are shifted 30 minutes every
2009 centimetre. At this scale the use of synchronised soil temperature, to take into account
2010 these time-delays, can improve the representation of ER particularly in the first 10
2011 centimetres. Only one of the studied sites showed highly significant differences between
2012 daytime and nighttime measurements. However it is possible that such differences exist
2013 in the other sites, depending on the environmental conditions (e.g. temperature am-
2014 plitude) and spatial variability in the ER fluxes. Addressing questions of bio-physical
2015 coupling in determining ER at different timescales requires high frequency observations
2016 ([Vargas et al., 2011](#)). Even if the automated chamber technique is increasingly used, it
2017 cannot be easily deployed in some sites due to tall vegetation, power supply difficulties,
2018 or harsh environmental conditions. In contrast, temperature measurements at different
2019 depths are easy to conduct, robust to harsh conditions and can be powered by a small
2020 solar panel. A calibration campaign with human manipulated closed chambers could be
2021 carried out to assess ER variability at different timescales. Coupling temperature pro-
2022 file and punctual ER measurements and then using synchronised data in models may
2023 be a good alternative in sites where automated chambers are not easily implantable.

2024 Synthèse et perspectives

5.5. Bilan du bilan (de C) ?

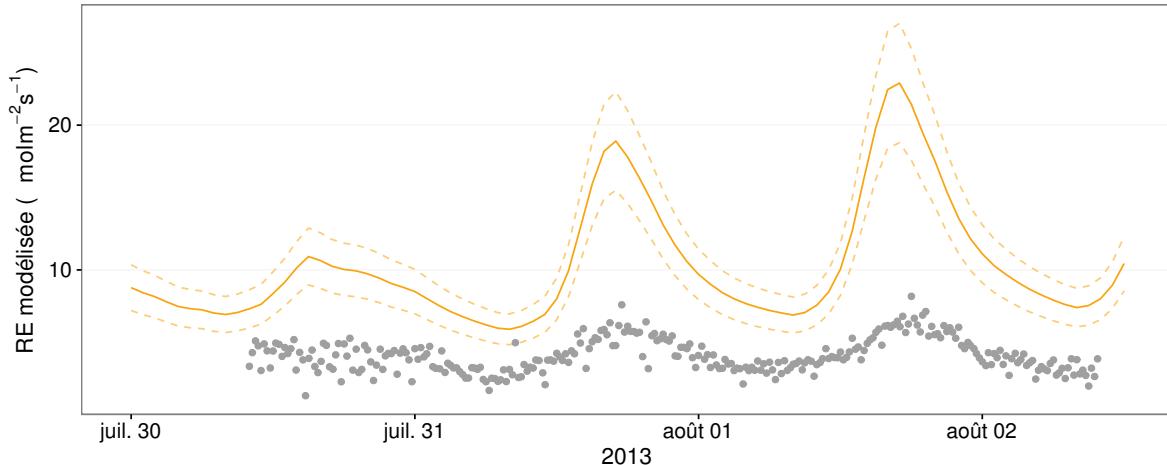


FIGURE 5.6 – Comparaison entre les valeurs estimées par le modèle RE-1 et les mesures faites à haute fréquence sur le site du 30 juillet au 2 août 2013

2025 schéma conceptuel ? Modèles globaux (ORCHID, chloée)

2026 5.5 Bilan du bilan (de C) ?

2027 Flux fort

2028 sensibilité param forte

2029 Modèles multi annuel et prise en compte de la végétation

2030 Quid des variations journalières dans un bilan annuel ? (Figure 5.6)

2031 Les prendre en compte améliorerait-il les modèles

2032 modèles globaux ? **limitations des équations** : Plus généralement, la majorité des
2033 tourbières sont sous la neige une partie de l'année, ce qui n'arrive que rarement sur
2034 la tourbière de La Guette et une partie possède également des zones d'eau libre, qui
2035 n'existent pas sur ce site.

2036 modèles globaux et profondeur de tourbe

₂₀₃₇ 5.6 Résilience de la tourbe par rapport aux
₂₀₃₈ 2 années sèches qui précèdent le BdC
₂₀₃₉ (lien chap 3 et 4)

₂₀₄₀ 5.7 Ouverture vers d'autre méthodes de me-
₂₀₄₁ sures

- ₂₀₄₂ — chambre automatique (lien chap 5, et chap 3 ?)
₂₀₄₃ — tour eddy covariance (lien chap 5 et chap 3 ?)

²⁰⁴⁴ Bibliographie

- ²⁰⁴⁵ AERTS, R. et LUDWIG, F. (1997). Water-table changes and nutritional status affect
²⁰⁴⁶ trace gas emissions from laboratory columns of peatland soils. *Soil Biology and*
²⁰⁴⁷ *Biochemistry*, 29(11–12):1691–1698.
- ²⁰⁴⁸ ALM, J., SAARNIO, S., NYKÄNEN, H., SILVOLA, J. et MARTIKAINEN, P. (1999). Winter
²⁰⁴⁹ CO₂, CH₄ and N₂O fluxes on some natural and drained boreal peatlands. *Biogeo-*
²⁰⁵⁰ *chemistry*, 44(2):163–186.
- ²⁰⁵¹ ALM, J., TALANOV, A., SAARNIO, S., SILVOLA, J., IKKONEN, E., AALTONEN, H.,
²⁰⁵² NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1997). Reconstruction of the carbon balance
²⁰⁵³ for microsites in a boreal oligotrophic pine fen, Finland. *Oecologia*, 110:423–431.
- ²⁰⁵⁴ ANDREJKO, M. J., FIENE, F. et COHEN, A. D. (1983). Comparison of ashing techniques
²⁰⁵⁵ for determination of the inorganic content of peats. In *Testing of Peats and Organic*
²⁰⁵⁶ *Soils : A Symposium*, volume 820, pages 5–10. ASTM International.
- ²⁰⁵⁷ ARCHER, D., EBY, M., BROVKIN, V., RIDGWELL, A., CAO, L., MIKOŁAJEWICZ, U.,
²⁰⁵⁸ CALDEIRA, K., MATSUMOTO, K., MUNHOVEN, G., MONTENEGRO, A. et OTHERS
²⁰⁵⁹ (2009). Atmospheric lifetime of fossil fuel carbon dioxide. *Annu. Rev. Earth Planet.*
²⁰⁶⁰ *Sci.*, 37(1):117.
- ²⁰⁶¹ ARYA, S. P. (2001). *Introduction to Micrometeorology*, volume 79 de *International*
²⁰⁶² *Geophysics Series*. Academic Press.
- ²⁰⁶³ AURELA, M., RIUTTA, T., LAURILA, T., TUOVINEN, J.-P., VESALA, T., TUITILA,
²⁰⁶⁴ E.-S., RINNE, J., HAAPANALA, S. et LAINE, J. (2007). CO₂ exchange of a sedge fen
²⁰⁶⁵ in southern Finland—the impact of a drought period. *Tellus B*, 59(5):826–837.
- ²⁰⁶⁶ BALLANTYNE, D. M., HRIBLJAN, J. A., PYPKER, T. G. et CHIMNER, R. A. (2014).
²⁰⁶⁷ Long-term water table manipulations alter peatland gaseous carbon fluxes in nor-
²⁰⁶⁸ thern Michigan. *Wetlands Ecol. Manage.*, 22(1):35–47.
- ²⁰⁶⁹ BATJES, N. H. (1996). Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *Eur. J. Soil*
²⁰⁷⁰ *Sci.*, 47(2):151–163.
- ²⁰⁷¹ BEER, C., REICHSTEIN, M., TOMEILLERI, E., CIAIS, P., JUNG, M., CARVALHAIS, N.,
²⁰⁷² RÖDENBECK, C., ARAIN, M. A., BALDOCCHI, D., BONAN, G. B., BONDEAU, A.,
²⁰⁷³ CESCATTI, A., LASSLOP, G., LINDROTH, A., LOMAS, M., LUSSAERT, S., MARGO-
²⁰⁷⁴ LIS, H., OLESON, K. W., ROUPSARD, O., VEENENDAAL, E., VIOVY, N., WILLIAMS,
²⁰⁷⁵ C., WOODWARD, F. I. et PAPALE, D. (2010). Terrestrial Gross Carbon Dioxide Up-
²⁰⁷⁶ take : Global Distribution and Covariation with Climate. *Science*, 329(5993):834–838.
- ²⁰⁷⁷ BELLISARIO, L. M., BUBIER, J. L., MOORE, T. R. et CHANTON, J. P. (1999). Controls
²⁰⁷⁸ on CH₄ emissions from a northern peatland. *Global Biogeochemical Cycles*, 13(1):81–
²⁰⁷⁹ 91.

- 2080 BLODAU, C. (2002). Carbon cycling in peatlands. A review of processes and controls.
2081 *Environmental Reviews*, 10(2):111–134.
- 2082 BLODAU, C., BASILIKO, N. et MOORE, T. R. (2004). Carbon turnover in peatland
2083 mesocosms exposed to different water table levels. *Biogeochemistry*, 67(3):331–351.
- 2084 BOND-LAMBERTY, B. et THOMSON, A. (2010). Temperature-associated increases in
2085 the global soil respiration record. *Nature*, 464(7288):579–582.
- 2086 BORTOLUZZI, E., EPRON, D., SIEGENTHALER, A., GILBERT, D. et BUTTLER, A.
2087 (2006). Carbon balance of a European mountain bog at contrasting stages of re-
2088 generation. *New Phytol.*, 172(4):708–718.
- 2089 BUBIER, J., COSTELLO, A., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et SAVAGE, K. (1993).
2090 Microtopography and methane flux in boreal peatlands, northern Ontario, Canada.
2091 *Canadian Journal of Botany*, 71(8):1056–1063.
- 2092 BUBIER, J. L., BHATIA, G., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et LAFLEUR, P. M. (2003).
2093 Spatial and Temporal Variability in Growing-Season Net Ecosystem Carbon Dioxide
2094 Exchange at a Large Peatland in Ontario, Canada. *Ecosystems*, 6:353–367.
- 2095 BUBIER, J. L., CRILL, P. M., MOORE, T. R., SAVAGE, K. et VARNER, R. K. (1998).
2096 Seasonal patterns and controls on net ecosystem CO₂ exchange in a boreal peatland
2097 complex. *Global Biogeochemical Cycles*, 12(4):703–714.
- 2098 BUBIER, J. L., MOORE, T. R., BELLISARIO, L., COMER, N. T. et CRILL, P. M. (1995).
2099 Ecological controls on methane emissions from a Northern Peatland Complex in the
2100 zone of discontinuous permafrost, Manitoba, Canada. *Global Biogeochemical Cycles*,
2101 9(4):455–470.
- 2102 BUCKLAND, P. C. (1993). Peatland archaeology : a conservation resource on the edge
2103 of extinction. *Biodivers. Conserv.*, 2(5):513–527.
- 2104 CAI, T., FLANAGAN, L. B. et SYED, K. H. (2010). Warmer and drier conditions
2105 stimulate respiration more than photosynthesis in a boreal peatland ecosystem :
2106 Analysis of automatic chambers and eddy covariance measurements. *Plant Cell
2107 Environ.*, 33(3):394–407.
- 2108 CHAPIN, F., WOODWELL, G., RANDERSON, J., LOVETT, G., RASTETTER, E., BAL-
2109 DOCCHI, D., CLARK, D., HARMAN, M., SCHIMEL, D., VALENTINI, R., WIRTH, C.,
2110 ABER, J., COLE, J., GIBLIN, A., GOULDEN, M., HARDEN, J., HEIMANN, M., HO-
2111 WARTH, R., MATSON, P., MCGUIRE, A., MELILLO, J., MOONEY, H., NEFF, J.,
2112 HOUGHTON, R., PACE, M., RYAN, M., RUNNING, S., SALA, O., SCHLESINGER, W.
2113 et SCHULZE, E.-D. (2006). Reconciling carbon-cycle concepts, terminology, and me-
2114 thodology. *Ecosystems*, 9:1041–1050.
- 2115 CHAPMAN, S., BUTTLER, A., FRANCEZ, A.-J., LAGGOUN-DÉFARGE, F., VASANDER,
2116 H., SCHLOTER, M., COMBE, J., GROSVERNIER, P., HARMS, H., EPRON, D. et
2117 OTHERS (2003). Exploitation of northern peatlands and biodiversity maintenance :
2118 a conflict between economy and ecology. *Front. Ecol. Environ.*, 1(10):525–532.

- 2119 CHRISTENSEN, J. H., HEWITSON, B., BUSUIOC, A., CHEN, A., GAO, X., HELD, R.,
2120 JONES, R., KOLLI, R. K., KWON, W. K., LAPRISE, R. et OTHERS (2007). Regional
2121 climate projections. *Clim. Change 2007 Phys. Sci. Basis Contrib. Work. Group*
2122 *Fourth Assess. Rep. Intergov. Panel Clim. Change Univ. Press Camb. Chapter 11*,
2123 pages 847–940.
- 2124 CHRISTENSEN, J. H., KANIKICHLARLA, K. K., MARSHALL, G. et TURNER, J. (2013).
2125 Climate phenomena and their relevance for future regional climate change.
- 2126 CIAIS, P., SABINE, C., BALA, G., BOPP, L., BROVKIN, V., CANADELL, J., CHHABRA,
2127 A., DEFRIES, R., GALLOWAY, J., HEIMANN, M. et OTHERS (2014). Carbon and
2128 other biogeochemical cycles. In *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis.*
2129 *Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 465–570. Cambridge University Press.
- 2131 CLYMO, R. S., TURUNEN, J. et TOLONEN, K. (1998). Carbon accumulation in peat-
2132 land. *Oikos*, pages 368–388.
- 2133 COLES, J. R. et YAVITT, J. B. (2002). Control of methane metabolism in a forested
2134 northern wetland, New York State, by aeration, substrates, and peat size fractions.
2135 *Geomicrobiol. J.*, 19(3):293–315.
- 2136 COLMER, T. D. (2003). Long-distance transport of gases in plants : a perspective on
2137 internal aeration and radial oxygen loss from roots. *Plant Cell Environ.*, 26(1):17–36.
- 2138 CORNELISSEN, J. H., LANG, S. I., SOUDZILOVSKAIA, N. A. et DURING, H. J. (2007).
2139 Comparative cryptogam ecology : a review of bryophyte and lichen traits that drive
2140 biogeochemistry. *Ann. Bot.*, 99(5):987–1001.
- 2141 CROW, S. E. et WIEDER, R. K. (2005). Sources of CO₂ emission from a northern
2142 peatland : root respiration, exudation, and decomposition. *Ecology*, 86(7):1825–1834.
- 2143 CURIEL YUSTE, J., JANSSENS, I. A., CARRARA, A. et CEULEMANS, R. (2004). Annual
2144 Q₁₀ of soil respiration reflects plant phenological patterns as well as temperature
2145 sensitivity. *Global Change Biol.*, 10(2):161–169.
- 2146 DARENOVA, E., PAVELKA, M. et ACOSTA, M. (décembre 2014). Diurnal deviations
2147 in the relationship between CO₂ efflux and temperature : A case study. *CATENA*,
2148 123:263–269.
- 2149 DAVIDSON, E. A., JANSSENS, I. A. et LUO, Y. (2006). On the variability of respiration
2150 in terrestrial ecosystems : moving beyond Q₁₀. *Global Change Biol.*, 12(2):154–164.
- 2151 DINSMORE, K. J., SKIBA, U. M., BILLETT, M. F. et REES, R. M. (2009). Effect
2152 of water table on greenhouse gas emissions from peatland mesocosms. *Plant Soil*,
2153 318(1-2):229–242.
- 2154 ESWARAN, H., VAN DEN BERG, E. et REICH, P. (1993). Organic carbon in soils of
2155 the world. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57(1):192–194.
- 2156 FANG, C. et MONCRIEFF, J. (2001). The dependence of soil CO₂ efflux on temperature.
2157 *Soil Biol. Biochem.*, 33(2):155–165.

- 2158 FAROUKI, O. (1981). *Thermal properties of soils*. Series on rock and soil mechanics.
2159 Trans Tech Pub., Rockport, MA.
- 2160 FARQUHAR, G. D., von CAEMMERER, S. et BERRY, J. A. (1980). A biochemical model
2161 of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ species. *Planta*, 149(1):78–90.
- 2162 FRANCEZ, A.-J. (2000). La dynamique du carbone dans les tourbières à Sphagnum,
2163 de la sphaine à l'effet de serre. *L'Année Biologique*, 39:205–270.
- 2164 FROLKING, S., TALBOT, J., JONES, M. C., TREAT, C. C., KAUFFMAN, J. B., TUIT-
2165 TILA, E.-S. et ROULET, N. (2011). Peatlands in the Earth's 21st century climate
2166 system. *Environ. Rev.*, 19(NA):371–396.
- 2167 GIRARD, M. C., WALTER, C., REMY, J. C., BERTHELIN, J. et MOREL, J. L. (2011).
2168 *Sols et Environnement*, (2e édn), volume 28 de *Sciences Sup*. Editions Dunod : Paris,
2169 Vottem, Belgique, 2nd édition édition.
- 2170 GOGO, S., GUIMBAUD, C., LAGGOUN-DÉFARGE, F., CATOIRE, V. et ROBERT, C.
2171 (2011). In situ quantification of CH₄ bubbling events from a peat soil using a new
2172 infrared laser spectrometer. *Journal of Soils and Sediments*, 11:545–551.
- 2173 GORHAM, E. (1991). Northern Peatlands : Role in the Carbon Cycle and Probable
2174 Responses to Climatic Warming. *Ecol. Appl.*, 1(2):182–195.
- 2175 GÖRRES, C. M., KUTZBACH, L. et ELSGAARD, L. (2014). Comparative modeling of
2176 annual CO₂ flux of temperate peat soils under permanent grassland management.
2177 *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 186:64–76.
- 2178 GRAF, A., WEIHERMÜLLER, L., HUISMAN, J. A., HERBST, M., BAUER, J. et VEREE-
2179 CKEN, H. (2008). Measurement depth effects on the apparent temperature sensitivity
2180 of soil respiration in field studies. *Biogeosciences*, 5(3):1867–1898.
- 2181 GUIMBAUD, C., CATOIRE, V., GOGO, S., ROBERT, C., CHARTIER, M., LAGGOUN-
2182 DÉFARGE, F., GROSSEL, A., ALBÉRIC, P., POMATHIOD, L., NICOUILLAUD, B. et
2183 RICHARD, G. (2011). A portable infrared laser spectrometer for flux measurements
2184 of trace gases at the geosphere-atmosphere interface. *Measurement Science & Tech-*
2185 *nology*, 22(7):1–17.
- 2186 GUNNARSSON, U. (2005). Global patterns of Sphagnum productivity. *Journal of*
2187 *Bryology*, 27(3):269–279.
- 2188 GÜNTHER, A., HUTH, V., JURASINSKI, G. et GLATZEL, S. (2014). The effect of bio-
2189 mass harvesting on greenhouse gas emissions from a rewetted temperate fen. *GCB*
2190 *Bioenergy*, pages n/a–n/a.
- 2191 HARRIS, D. C. (2010). Charles David Keeling and the Story of Atmospheric CO₂
2192 Measurements†. *Anal. Chem.*, 82(19):7865–7870.
- 2193 HILLEL, D. (2003). Soil temperature and heat flow. In *Introduction to Environmental*
2194 *Soil Physics*. Academic Press. {DOI :10.1016/B978-012348655-4/50013-7}.
- 2195 HOBBIE, S. E. (1996). Temperature and plant species control over litter decomposition
2196 in Alaskan tundra. *Ecol. Monogr.*, 66(4):503–522.

- 2197 ISE, T., DUNN, A. L., WOFSY, S. C. et MOORCROFT, P. R. (2008). High sensitivity of
2198 peat decomposition to climate change through water-table feedback. *Nat. Geosci.*,
2199 1(11):763–766.
- 2200 JACOBS, C. M. J., JACOBS, A. F. G., BOSVELD, F. C., HENDRIKS, D. M. D., HENSEN,
2201 A., KROON, P. S., MOORS, E. J., NOL, L., SCHRIER-UIJL, A. et VEENENDAAL, E. M.
2202 (2007). Variability of annual CO₂ exchange from Dutch grasslands. *Biogeosciences*,
2203 4(5):803–816.
- 2204 JOABSSON, A., CHRISTENSEN, T. R. et WALLÉN, B. (1999). Vascular plant controls
2205 on methane emissions from northern peatforming wetlands. *Trends in Ecology &
2206 Evolution*, 14(10):385–388.
- 2207 JONES, M. C. et YU, Z. (2010). Rapid deglacial and early Holocene expansion of
2208 peatlands in Alaska. *PNAS*, 107(16):7347–7352.
- 2209 JOOS, F., ROTH, R., FUGLESTVEDT, J. S., PETERS, G. P., ENTING, I. G., VON BLOH,
2210 BROVKIN, V., BURKE, E. J., EBY, M., EDWARDS, N. R., FRIEDRICH, T., FRÖ-
2211 LICHER, T. L., HALLORAN, P. R., HOLDEN, P. B., JONES, C., KLEINEN, T., MAC-
2212 KENZIE, F. T., MATSUMOTO, K., MEINSHAUSEN, M., PLATTNER, G.-K., REISINGER,
2213 A., SEGGSCHNEIDER, J., SHAFFER, G., STEINACHER, M., STRASSMANN, K.,
2214 TANAKA, K., TIMMERMANN, A. et WEAVER, A. J. (2013). Carbon dioxide and
2215 climate impulse response functions for the computation of greenhouse gas metrics :
2216 a multi-model analysis. *Atmos. Chem. Phys.*, 13(5):2793–2825.
- 2217 JOOSTEN, H. et CLARKE, D. (2002). *Wise use of mires and peatlands*. International
2218 mire conservation group.
- 2219 JUNE, T., EVANS, J. R. et FARQUHAR, G. D. (2004). A simple new equation for the
2220 reversible temperature dependence of photosynthetic electron transport : a study on
2221 soybean leaf. *Funct. Plant Biol.*, 31(3):275–283. WOS :000220831200008.
- 2222 JUSZCZAK, R., ACOSTA, M. et OLEJNIK, J. (2012). Comparison of daytime and night-
2223 time ecosystem respiration measured by the closed chamber technique on temperate
2224 mire in Poland. *Pol. J. Environ. Stud.*, 21(3):643–658.
- 2225 KARKI, S., ELSGAARD, L., KANDEL, T. P. et LÆRKE, P. E. (2015). Full GHG balance
2226 of a drained fen peatland cropped to spring barley and reed canary grass using
2227 comparative assessment of CO₂ fluxes. *Environ Monit Assess*, 187(3):1–13.
- 2228 KAUFMAN, D. S., AGER, T. A., ANDERSON, N. J., ANDERSON, P. M., ANDREWS,
2229 J. T., BARTLEIN, P. J., BRUBAKER, L. B., COATS, L. L., CWYNAR, L. C., DUVALL,
2230 M. L., DYKE, A. S., EDWARDS, M. E., EISNER, W. R., GAJEWSKI, K., GEIRSDÓT-
2231 TIR, A., HU, F. S., JENNINGS, A. E., KAPLAN, M. R., KERWIN, M. W., LOZHIN, A. V.,
2232 MACDONALD, G. M., MILLER, G. H., MOCK, C. J., OSWALD, W. W., OTTO-
2233 BLIESNER, B. L., PORINCHU, D. F., RÜHLAND, K., SMOL, J. P., STEIG, E. J. et
2234 WOLFE, B. B. (2004). Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180°W).
2235 *Quaternary Science Reviews*, 23(5–6):529–560.
- 2236 KENNEDY, G. W. et PRICE, J. S. (février 1, 2005). A conceptual model of volume-
2237 change controls on the hydrology of cutover peats. *J. Hydrol.*, 302(1–4):13–27.

- 2238 KETCHESON, S. J. et PRICE, J. S. (2014). Characterization of the fluxes and stores of
2239 water within newly formed Sphagnum moss cushions and their environment. *Ecohydrology*, 7(2):771–782.
- 2241 KETTUNEN, A., KAITALA, V., ALM, J., SILVOLA, J., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN,
2242 P. J. (1996). Cross-correlation analysis of the dynamics of methane emissions from
2243 a boreal peatland. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 10(3):457–471.
- 2244 KIM, J. et VERMA, S. B. (1992). Soil surface CO₂ flux in a Minnesota peatland.
2245 *Biogeochemistry*, 18(1):37–51.
- 2246 LAI, D. (2009). Methane Dynamics in Northern Peatlands : A Review. *Pedosphere*,
2247 19(4):409–421.
- 2248 LAIHO, R. (août 2006). Decomposition in peatlands : Reconciling seemingly contrasting
2249 results on the impacts of lowered water levels. *Soil Biology and Biochemistry*, 38(8):
2250 2011–2024.
- 2251 LANDVA, A. O., KORPIJAAKKO, E. O. et PHEENEY, P. E. (1983). Geotechnical clas-
2252 sification of peats and organic soils. In *Testing of peats and organic soils*, volume
2253 820, pages 37–51.
- 2254 LAPPALAINEN, E. (1996). *Global peat resources*, volume 4. International Peat Society
2255 Jyskä.
- 2256 LELIEVELD, J. O. S., CRUTZEN, P. J. et DENTENER, F. J. (1998). Changing concentra-
2257 tion, lifetime and climate forcing of atmospheric methane. *Tellus B*, 50(2):128–150.
- 2258 LIMPENS, J. et BERENDSE, F. (2003). How litter quality affects mass loss and N loss
2259 from decomposing Sphagnum. *Oikos*, 103(3):537–547.
- 2260 LIMPENS, J., BERENDSE, F., BLODAU, C., CANADELL, J. G., FREEMAN, C., HOLDEN,
2261 J., ROULET, N., RYDIN, H. et SCHAEPMAN-STRUB, G. (2008). Peatlands and the
2262 carbon cycle : from local processes to global implications – a synthesis. *Biogeosciences*,
2263 5(2):1475–1491.
- 2264 LIU, W., FOX, J. E. et XU, Z. (2000). Leaf litter decomposition of canopy trees, bamboo
2265 and moss in a montane moist evergreen broad-leaved forest on Ailao Mountain,
2266 Yunnan, south-west China. *Ecol. Res.*, 15(4):435–447.
- 2267 LIVINGSTON, G. P. et HUTCHINSON, G. L. (1995). Enclosure-based measurement of
2268 trace gas exchange : applications and sources of error. *Biog. Trace Gases Meas.*
2269 *Emiss. Soil Water*, pages 14–51.
- 2270 LOHILA, A., AURELA, M., REGINA, K. et LAURILA, T. (2003). Soil and total ecosystem
2271 respiration in agricultural fields : effect of soil and crop type. *Plant Soil*, 251(2):303–
2272 317.
- 2273 LONG, K. D., FLANAGAN, L. B. et CAI, T. (2010). Diurnal and seasonal variation in
2274 methane emissions in a northern Canadian peatland measured by eddy covariance.
2275 *Global Change Biology*, 16(9):2420–2435.

- 2276 LONG, S. P. et HÄLLGREN, J.-E. (1993). Measurement of CO₂ assimilation by plants
2277 in the field and the laboratory. In HALL, D. O., SCURLOCK, J. M. O., Bolhàr
2278 NORDENKAMPF, H. R., LEEGOOD, R. C. et LONG, S. P., éditeurs : *Photosynthesis*
2279 and *Production in a Changing Environment*, pages 129–167. Springer Netherlands.
- 2280 LUND, M., CHRISTENSEN, T. R., LINDROTH, A. et SCHUBERT, P. (2012). Effects
2281 of drought conditions on the carbon dioxide dynamics in a temperate peatland.
2282 *Environ. Res. Lett.*, 7(4):045704.
- 2283 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006a). Chapter 1 - Introduction and overview. In LUO, Y. et
2284 ZHOU, X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 3 – 15. Academic
2285 Press, Burlington.
- 2286 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006b). Chapter 5 - Controlling factors. In LUO, Y. et ZHOU,
2287 X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 79 – 105. Academic Press,
2288 Burlington.
- 2289 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006c). Chapter 8 - Methods of measurements and estimations.
2290 In LUO, Y. et ZHOU, X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 161
2291 – 185. Academic Press, Burlington.
- 2292 MACDONALD, G. M., BEILMAN, D. W., KREMENETSKI, K. V., SHENG, Y., SMITH,
2293 L. C. et VELICHKO, A. A. (2006). Rapid early development of circumarctic peatlands
2294 and atmospheric CH₄ and CO₂ variations. *Science*, 314(5797):285–288.
- 2295 MAHECHA, M. D., REICHSTEIN, M., CARVALHAIS, N., LASSLOP, G., LANGE, H., SE-
2296 NEVIRATNE, S. I., VARGAS, R., AMMANN, C., ARAIN, M. A., CESCATTI, A., JANS-
2297 SENNS, I. A., MIGLIAVACCA, M., MONTAGNANI, L. et RICHARDSON, A. D. (2010).
2298 Global Convergence in the Temperature Sensitivity of Respiration at Ecosystem Le-
2299 vel. *Science*, 329(5993):838–840.
- 2300 MALMER, N., SVENSSON, B. M. et WALLÉN, B. (1994). Interactions between Sphagnum
2301 mosses and field layer vascular plants in the development of peat-forming systems.
2302 *Folia geobot. phytotax.*, 29(4):483–496.
- 2303 MANNEVILLE, O. (1999). *Le monde des tourbières et des marais : France, Suisse,*
2304 *Belgique et Luxembourg*. Delachaux & Niestle.
- 2305 MOORE, T. R., BUBIER, J. L., FROLKING, S. E., LAFLEUR, P. M. et ROULET, N. T.
2306 (2002). Plant biomass and production and CO₂ exchange in an ombrotrophic bog.
2307 *Journal of Ecology*, 90(1):25–36.
- 2308 MUNIR, T. M., PERKINS, M., KAING, E. et STRACK, M. (février 20, 2015). Carbon
2309 dioxide flux and net primary production of a boreal treed bog : Responses to warming
2310 and water-table-lowering simulations of climate change. *Biogeosciences*, 12(4):1091–
2311 1111.
- 2312 NATIONAL WETLANDS WORKING GROUP (1997). *The Canadian wetland classifica-*
2313 *tion system*. University of Waterloo, Waterloo, Ontario, 2nd edition édition.
- 2314 ORLOWSKY, B. et SENEVIRATNE, S. I. (2012). Global changes in extreme events :
2315 regional and seasonal dimension. *Clim. Change*, 110(3-4):669–696.

- 2316 PARKIN, T. B. et KASPAR, T. C. (2003). Temperature Controls on Diurnal Carbon
 2317 Dioxide Flux. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67(6):1763–1772.
- 2318 PAVELKA, M., ACOSTA, M., MAREK, M. V., KUTSCH, W. et JANOUS, D. (2007).
 2319 Dependence of the Q₁₀ values on the depth of the soil temperature measuring point.
 2320 *Plant Soil*, 292(1-2):171–179.
- 2321 PEICHL, M., ÖQUIST, M., LÖFVENIUS, M. O., ILSTEDT, U., SAGERFORS, J., GRELLE,
 2322 A., LINDROTH, A. et NILSSON, M. B. (2014). A 12-year record reveals pre-growing
 2323 season temperature and water table level threshold effects on the net carbon dioxide
 2324 exchange in a boreal fen. *Environ. Res. Lett.*, 9(5):055006.
- 2325 PELLETIER, L., MOORE, T. R., ROULET, N. T., GARNEAU, M. et BEAULIEU-AUDY,
 2326 V. (2007). Methane fluxes from three peatlands in the La Grande Riviere watershed,
 2327 James Bay lowland, Canada. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).
- 2328 PHILLIPS, C. L., NICKERSON, N., RISK, D. et BOND, B. J. (2011). Interpreting diel
 2329 hysteresis between soil respiration and temperature. *Global Change Biol.*, 17(1):515–
 2330 527.
- 2331 POST, W. M., EMANUEL, W. R., ZINKE, P. J. et STANGENBERGER, A. G. (1982). Soil
 2332 carbon pools and world life zones. *Nature*, 298:156–159.
- 2333 PRATHER, M. J., HOLMES, C. D. et HSU, J. (2012). Reactive greenhouse gas scenarios : Systematic exploration of uncertainties and the role of atmospheric chemistry.
 2334 *Geophys. Res. Lett.*, 39(9):L09803.
- 2336 PRENTICE, I. C., FARQUHAR, G. D., FASHAM, M. J. R., GOULDEN, M. L., HEIMANN,
 2337 M., JARAMILLO, V. J., KHESHGI, H. S., LEQUÉRÉ, C., SCHOLES, R. J. et WALLACE,
 2338 D. W. R. (2001). The Carbon Cycle and Atmospheric Carbon Dioxide. In HOUGH-
 2339 TON, J. T., DING, Y., GRIGGS, D. J., NOGUER, M., VAN DER LINDEN, P. J., DAI,
 2340 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
 2341 Press, Cambridge, UK.
- 2343
 2344 PUMPANEN, J., KOLARI, P., ILVESNIEMI, H., MINNINKINEN, K., VESALA, T., NIINISTÖ,
 2345 S., LOHLA, A., LARMOLA, T., MORERO, M., PIHLATIE, M., JANSSENS, I., YUSTE,
 2346 J. C., GRÜNZWEIG, J. M., RETH, S., SUBKE, J.-A., SAVAGE, K., KUTSCH, W., ØS-
 2347 TRENG, 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.
- 2349
 2350 RAICH, J. W. et SCHLESINGER, W. H. (1992). The global carbon dioxide flux in soil
 2351 respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus B*, 44(2):81–99.
- 2352 RAMEAU, J.-C., MANSION, D. et DUMÉ, G. (2008). *Flore forestière française : Plaines et collines. Forêt privée française*.
- 2354 RAMSAR, C. (1987). *Convention relative aux zones humides d'importance internationale particulièrement comme habitats des oiseaux d'eau, (Ramsar, Iran, 1971) telle qu'amendée en 1982 et 1987*.

- 2357 ROBERT, C. (2007). Simple, stable, and compact multiple-reflection optical cell for
2358 very long optical paths. *Appl. Opt.*, 46(22):5408.
- 2359 ROBERT, M. et SAUGIER, B. (2003). Contribution des écosystèmes continentaux à la
2360 séquestration du carbone. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(6–7):577–595.
- 2361 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013a). Peatland habitats. In *The biology of Peatlands*,
2362 pages 85–107. Oxford University Press.
- 2363 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013b). Productivity and peat accumulation. In *The biology*
2364 *of Peatlands*, pages 254–273. Oxford University Press.
- 2365 SEGERS, R. (1998). Methane production and methane consumption : a review of
2366 processes underlying wetland methane fluxes. *Biogeochemistry*, 41(1):23–51.
- 2367 SIEGENTHALER, U. et OESCHGER, H. (février 4, 1987). Biospheric CO₂ emissions
2368 during the past 200 years reconstructed by deconvolution of ice core data. *Tellus B*,
2369 39B(1-2):140–154.
- 2370 SILVOLA, J., ALM, J., AHLHOLM, U., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1996).
2371 The contribution of plant roots to CO₂ fluxes from organic soils. *Biol Fertil Soils*,
2372 23(2):126–131.
- 2373 SINGH, J. S. et GUPTA, S. R. (1977). Plant decomposition and soil respiration in
2374 terrestrial ecosystems. *Bot. Rev.*, 43(4):449–528.
- 2375 SMITH, L. C., MACDONALD, G. M., VELICHKO, A. A., BEILMAN, D. W., BORISOVA,
2376 O. K., FREY, K. E., KREMENETSKI, K. V. et SHENG, Y. (2004). Siberian Peatlands
2377 a Net Carbon Sink and Global Methane Source Since the Early Holocene. *Science*,
2378 303(5656):353–356.
- 2379 SONNENTAG, O., VAN DER KAMP, G., BARR, A. G. et CHEN, J. M. (2010). On the
2380 relationship between water table depth and water vapor and carbon dioxide fluxes
2381 in a minerotrophic fen. *Glob. Change Biol.*, 16(6):1762–1776.
- 2382 STRACK, M. (2008). *Peatlands and climate change*. IPS, International Peat Society,
2383 Jyväskylä, Finland.
- 2384 STRACK, M., WALLER, M. F. et WADDINGTON, J. M. (2006). Sedge succession and
2385 peatland methane dynamics : A potential feedback to climate change. *Ecosystems*,
2386 9(2):278–287.
- 2387 STRACK, M. et ZUBACK, Y. C. A. (2013). Annual carbon balance of a peatland 10 yr
2388 following restoration. *Biogeosciences*, 10(5):2885–2896.
- 2389 SVENSSON, B. M. (1995). Competition between Sphagnum fuscum and Drosera rotund-
2390 difolia : A Case of Ecosystem Engineering. *Oikos*, 74(2):205–212.
- 2391 TREAT, C. C., BUBIER, J. L., VARNER, R. K. et CRILL, P. M. (2007). Timescale
2392 dependence of environmental and plant-mediated controls on CH₄ flux in a temperate
2393 fen. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).

- 2394 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2012). Methane fluxes from a
2395 patterned fen of the northeastern part of the La Grande river watershed, James Bay,
2396 Canada. *Biogeochemistry*, 113(1-3):409–422.
- 2397 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2014). Interannual variability in
2398 the CO₂ balance of a boreal patterned fen, James Bay, Canada. *Biogeochemistry*,
2399 118(1-3):371–387.
- 2400 TURETSKY, M. R., TREAT, C. C., WALDROP, M. P., WADDINGTON, J. M., HAR-
2401 DEN, J. W. et MC GUIRE, A. D. (2008). Short-term response of methane fluxes and
2402 methanogen activity to water table and soil warming manipulations in an Alaskan
2403 peatland. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 113(G3).
- 2404 TURUNEN, J., TOMPOPO, E., TOLONEN, K. et REINIKAINEN, A. (2002). Estimating
2405 carbon accumulation rates of undrained mires in Finland—application to boreal and
2406 subarctic regions. *The Holocene*, 12(1):69–80.
- 2407 UPDEGRAFF, K., BRIDGHAM, S. D., PASTOR, J., WEISHAMPEL, P. et HARTH, C.
2408 (2001). Response of CO₂ and CH₄ emissions from peatlands to warming and water
2409 table manipulation. *Ecol. Appl.*, 11(2):311–326.
- 2410 VARGAS, R., BALDOCCHI, D. D., ALLEN, M. F., BAHN, M., BLACK, T. A., COLLINS,
2411 S. L., YUSTE, J. C., HIRANO, T., JASSAL, R. S., PUMPANEN, J. et TANG, J. (2010).
2412 Looking deeper into the soil : biophysical controls and seasonal lags of soil CO₂
2413 production and efflux. *Ecol. Appl.*, 20(6):1569–1582.
- 2414 VARGAS, R., CARBONE, M. S., REICHSTEIN, M. et BALDOCCHI, D. D. (2011). Fron-
2415 tiers and challenges in soil respiration research : from measurements to model-data
2416 integration. *Biogeochemistry*, 102(1-3):1–13.
- 2417 VIEL, E., BINET, S., GOGO, S. et LAGGOUN-DÉFARGE, F. (2015). Tree invasion
2418 controls the drainage pattern in La Guette peatland (France) : impact on the water
2419 storage capacity of the peat. *Journal of Hydrology (submitted)*.
- 2420 WADDINGTON, J. M. et ROULET, N. T. (2000). Carbon balance of a boreal patterned
2421 peatland. *Global Change Biology*, 6(1):87–97.
- 2422 WARD, S. E., OSTLE, N. J., OAKLEY, S., QUIRK, H., HENRYS, P. A. et BARDGETT,
2423 R. D. (2013). Warming effects on greenhouse gas fluxes in peatlands are modulated
2424 by vegetation composition. *Ecol. Lett.*, 16(10):1285–1293.
- 2425 WEEDON, J. T., AERTS, R., KOWALCHUK, G. A., VAN LOGTESTIJN, R., ANDRINGA,
2426 D. et VAN BODEGOM, P. M. (2013). Temperature sensitivity of peatland C and N
2427 cycling : Does substrate supply play a role? *Soil Biology and Biochemistry*, 61:109–
2428 120.
- 2429 WELTZIN, J. F., PASTOR, J., HARTH, C., BRIDGHAM, S. D., UPDEGRAFF, K. et CHA-
2430 PIN, C. T. (2000). Response of bog and fen plant communities to warming and
2431 water-table manipulations. *Ecology*, 81(12):3464–3478.
- 2432 WHALEN, S. (2005). Biogeochemistry of Methane Exchange between Natural Wetlands
2433 and the Atmosphere. *Environmental Engineering Science*, 22(1):73–94.

- 2434 WORRALL, F., BURT, T., ROWSON, J., WARBURTON, J. et ADAMSON, J. (2009).
2435 The multi-annual carbon budget of a peat-covered catchment. *Science of The Total
2436 Environment*, 407(13):4084–4094.
- 2437 WUEBBLES, D. J. et HAYHOE, K. (2002). Atmospheric methane and global change.
2438 *Earth-Sci. Rev.*, 57(3):177–210.
- 2439 WULLSCHLEGER, S. D. (1993). Biochemical limitations to carbon assimilation in C3
2440 plants—a retrospective analysis of the A/Ci curves from 109 species. *J. Exp. Bot.*,
2441 44(5):907–920.
- 2442 YU, Z., BEILMAN, D. W. et JONES, M. C. (2009). Sensitivity of northern peatland car-
2443 bon dynamics to Holocene climate change. In *Carbon cycling in northern peatlands*,
2444 volume 184, pages 55–69. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Se-
2445 ries Washington, DC.
- 2446 YU, Z., LOISEL, J., BROSSEAU, D. P., BEILMAN, D. W. et HUNT, S. J. (2010). Global
2447 peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophys. Res. Lett.*, 37(13).
- 2448 ZHU, X., SONG, C., SWARZENSKI, C. M., GUO, Y., ZHANG, X. et WANG, J. (février
2449 2015). Ecosystem-atmosphere exchange of CO₂ in a temperate herbaceous peatland
2450 in the Sanjiang plain of northeast China. *Ecol. Eng.*, 75:16–23.

Index

A

2451 atterrissage 11

C

2454 carbone

2455 stock 12

2456 changements globaux 2, 14

E

2458 échange net de l'écosystème

2459 contrôle 21

P

2461 paludification 11

2462 photosynthèse 17

2463 production primaire brute

2464 contrôle 21

R

2466 respiration 18

2467 de l'écosystème 18

2468 contrôle 20

2469 du sol 18

S

2471 services écologiques 3

T

2473 tourbières 8–16

2474 distribution 11

2475 formation 11

2476 surface 10

2477 utilisation 14

2478 tourbification 10

Z

2479 zone humide 8

²⁴⁸¹ Annexes

²⁴⁸² A Photos supplémentaires



(a) droséra

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

²⁴⁸³ B protocole végétation

²⁴⁸⁴ Le suivi non-destructif d'une végétation n'est pas triviale et nécessite la mise en
²⁴⁸⁵ place de protocoles particuliers en fonction du type de végétation. L'objectif est de
²⁴⁸⁶ pouvoir estimer une biomasse produite en impactant au minimum la végétation en
²⁴⁸⁷ place. Pour l'ensemble des espèces végétales présentes dans les embases servant à la
²⁴⁸⁸ mesure des flux un recouvrement à été estimé, à l'œil.

²⁴⁸⁹ **La strate arbustive**

²⁴⁹⁰ Pour la strate arbustive des mesures de hauteur moyenne ont été effectuées, en
²⁴⁹¹ mesurant depuis le niveau du sol, ou le toit des sphaignes, si elles étaient présentes,
²⁴⁹² jusqu'au sommet de l'individu.

²⁴⁹³ **La strate herbacée**

²⁴⁹⁴ Pour la strate herbacée, en 2013, 5 individus des deux espèces majoritaires (*Eriophorum vaginatum* ? *augustifolium* ?, *Molinia Caerulea*) ont été marqués afin de pourvoir
²⁴⁹⁵ les mesurer plusieurs fois au cours de la saison. Cependant les difficultés à retrouver
²⁴⁹⁶ les individus marqués couplés à la mort d'un nombre important d'entre eux n'ont pas
²⁴⁹⁷ permis d'acquérir de résultats significatifs. En conséquence en 2014 ces deux espèces
²⁴⁹⁸ ont fait l'objet de comptage exhaustif et de mesure de hauteur moyenne.

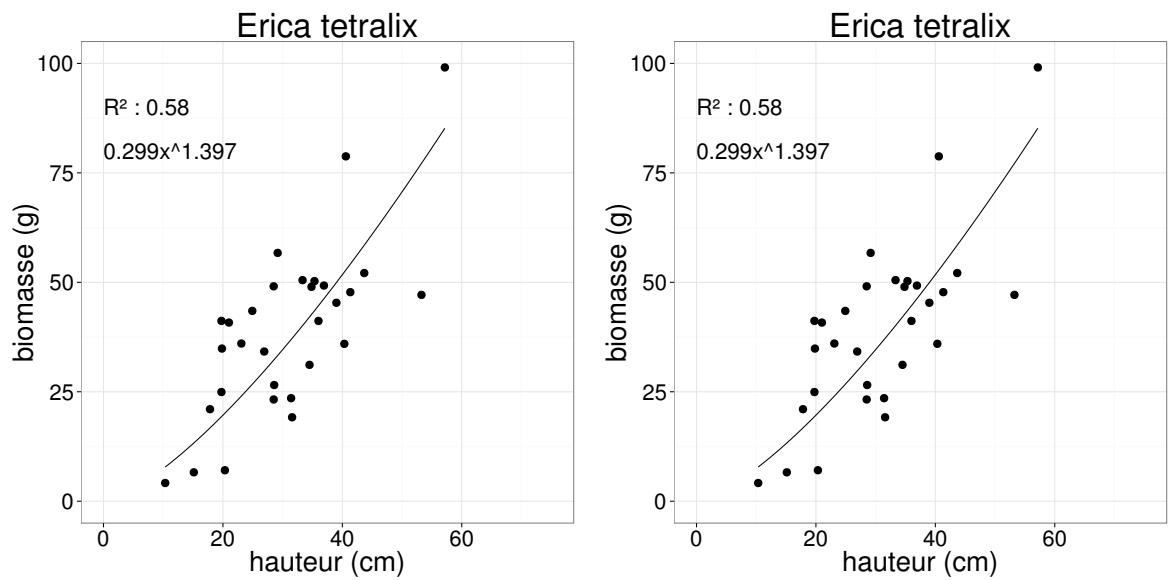


FIGURE 8 – Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur

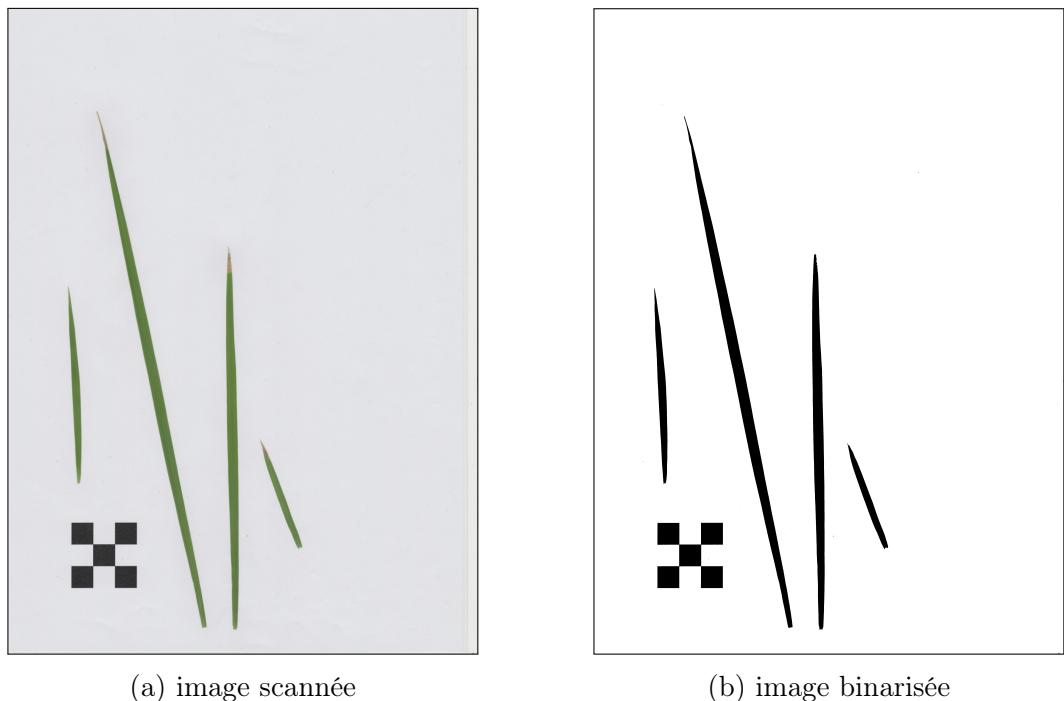


FIGURE 9 – Scanne des feuilles

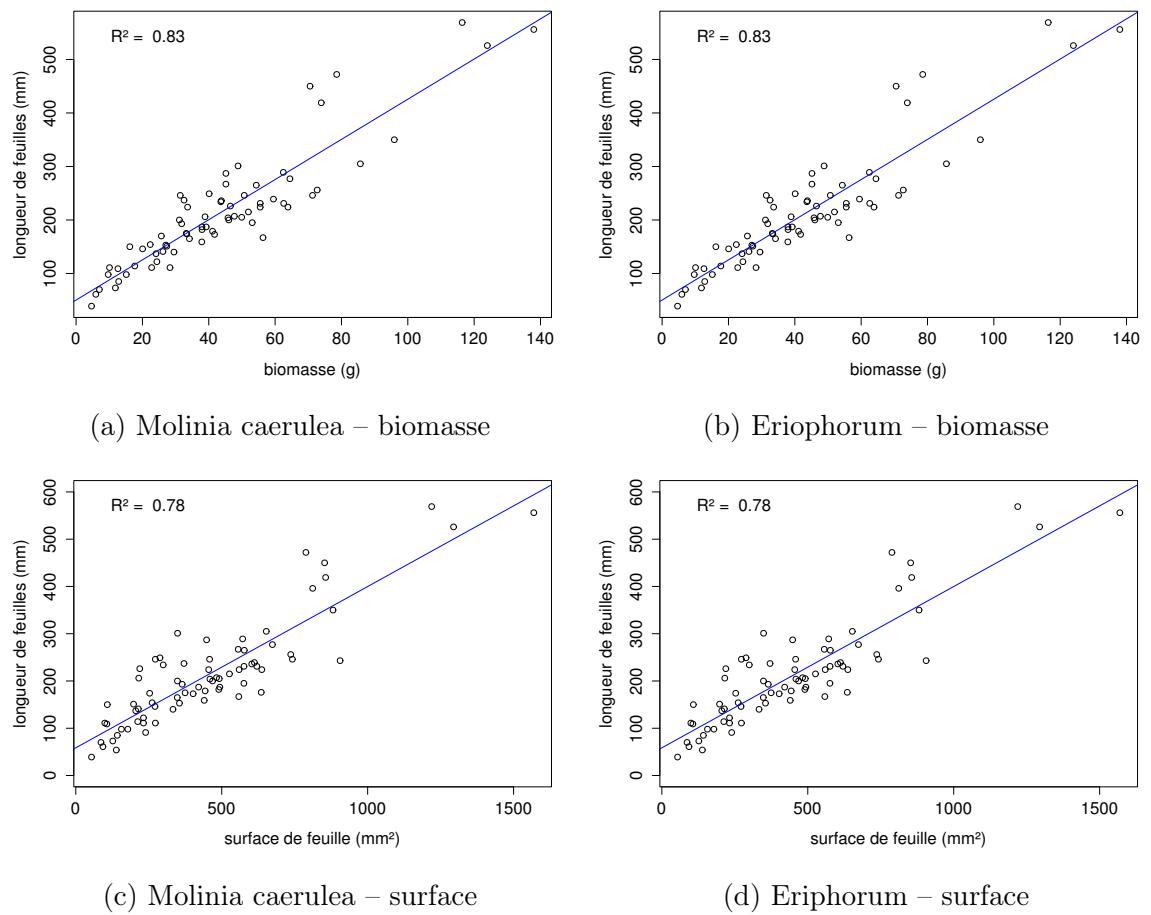


FIGURE 10 – Calibration de la biomasse herbacées pour *Molinia Caerulea* (a), pour *Eriophorum* (b) et de la surface de feuille pour *Molinia Caerulea* (c), pour *Eriophorum* (d) en fonction de la hauteur

₂₅₀₀ C CARBIODIV

₂₅₀₁ 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, ...