

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, ISTO, 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	19
1.2.1 GES et tourbières	21
1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières	22
1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux	26
1.2.4 Bilans de C à l'échelle de l'écosystème	33
1.2.5 Méthodologies, mesures et estimation des flux	37
1.3 Objectifs du travail	39
2 Sites d'études et méthodologies employées	41
2.1 Présentation de la tourbière de La Guette	42
2.2 Autres sites du service national d'observation	47
2.3 Mesures de flux de gaz	48
2.3.1 Les mesures de CO ₂	48
2.3.2 Les mesures de CH ₄	51
2.3.3 Le calcul des flux	52
2.4 Facteurs contrôlants	53
2.4.1 acquisitions automatisées	53
2.4.2 acquisitions manuelles	54
3 Bilan de C de la tourbière de La Guette	55
3.1 Introduction	56
3.2 Procédure expérimentale et analytique	57
3.2.1 Méthodes de mesures	57
3.2.2 Modélisation du bilan de C	59
3.2.3 Estimation de l'erreur associée aux flux et aux bilans	63
3.3 Résultats	64

3.3.1	Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tourbière de La Guette	64
3.3.2	Sélection des modèles	72
3.3.3	Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle de l'écosystème	80
3.3.4	Variabilité spatiale du bilan	83
3.4	Discussion	88
3.4.1	Estimations des flux	88
3.4.2	Estimations du bilan net de l'écosystème	91
3.4.3	Sensibilité et limitations du bilan	92
3.4.4	Bilan de CO ₂ et végétation	93
3.4.5	Variabilité du recouvrement végétal	93
3.4.6	Représentativité locale du modèle	94
3.4.7	perspectives	94
4	Effets de l'hydrologie sur les flux de GES	95
4.1	Introduction	96
4.2	Procédure expérimentale	98
4.2.1	Expérimentation A	98
4.2.2	Expérimentation B	99
4.2.3	traitement	99
4.3	Résultats	101
4.3.1	Expérimentation A	101
4.3.2	Expérimentation B	104
4.3.3	tendances générales	107
4.4	Discussion	107
4.4.1	Comparaison aux mesures <i>in-situ</i>	107
4.4.2	Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz	109
4.4.3	Effet cycles multiples	110
5	Variation journalière de la respiration de l'écosystème (article)	111
5.1	Introduction	112
5.1.1	Study sites	114
5.1.2	Data acquisition	114
5.1.3	Data synchronisation	115
5.1.4	Sensitivity of ER to temperature	115
5.1.5	Testing difference between daytime and nighttime ER sensitivity to temperature	116
5.1.6	Physico-chemical characterisation of the peat	116
5.2	Results	117
5.2.1	Air temperature and ER variability	117
5.2.2	ER and soil temperature synchronisation	119
5.2.3	Model implementation	120
5.2.4	ER and temperature relationship	120
5.2.5	Q ₁₀ evolution	122
5.2.6	Daytime and nighttime differences	122
5.2.7	Peat characterisation	125
5.3	Discussion	125

5.3.1	ER differences between sites	125
5.3.2	Time-delay between temperature and ER	128
5.3.3	Synchronising ER and temperature improves ER sensitivity to temperature representation	129
5.3.4	Differences between daytime and nighttime ER measurements .	129
5.3.5	Q_{10} sensitivity to temperature depth and synchronisation . .	130
5.4	Conclusions	130
	Conclusions et perspectives	133
5.5	Bilan du bilan (de C)?	134
5.5.1	RE : modélisation vs mesures	134
5.6	L'hydrologie	135
5.6.1	Résilience de la tourbe par rapport aux 2 années sèches qui précèdent le BdC	136
5.7	Ouverture vers d'autre méthodes de mesures	137
5.8	perspectives	137
5.9	idées	137
	Références bibliographiques	150
	Index	151
	Annexes	153
A	Photos supplémentaires	154
B	protocole végétation	154
C	Le projet CARBIODIV	157
D	package m70r	157

Liste des figures

1.1	Global distribution of peatlands	12
1.2	Processus de formation des tourbières, à gauche l'atterrissement et à droite la paludification. Modifié d'après Manneville (1999)	13
1.3	Micro-topographie dans les tourbières. Modifié d'après Rydin et Jeglum (2013b)	14
1.4	Nombre de tourbières nouvellement formées pendant l'holocène. Modifié d'après (MacDonald <i>et al.</i> , 2006)	19
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).	20
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) sont 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	23
1.8	todo, modifié d'après Long et Hällgren (1993)	27
1.9	Productivités moyennes des espèces de sphaignes 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)	29
1.10	Vitesse apparente d'accumulation du carbone à long terme durant l'Holocène. Les chiffres entre parenthèses représentent le nombre de mesures. Modifié d'après Yu <i>et al.</i> (2009)	35
1.11	Bilan de C dans différentes tourbières (en gC m ⁻² an ⁻¹), en fonction de la température moyenne annuelle dans la littérature. Les couleur montrent quels flux sont pris en compte dans le bilan, la ligne de tirets sépare les écosystèmes stockant du carbone (au dessus) de ceux libérant du carbone (en dessous).	36
2.1	Site d'études SNOT	42
2.2	Carte de la tourbière de La Guette	44
2.3	Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure.	45
2.4	Évolution du niveau de la pluviométrie, en mm, des années 2011 à 2014	46

2.5	Évolution du niveau de la nappe, en cm par rapport à la surface, des années 2011 à 2014	46
2.6	Évolution de la température de l'air (en °C) des années 2011 à 2014	47
2.7	Mesures de CO ₂	50
2.8	SPIRIT	51
3.1	Répartition des 20 placettes de mesures suivant un échantillonnage aléatoire stratifié.	57
3.2	Cas idéaux de distribution des résidus (source ?)	62
3.3	Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinales, herbacées et arbustives)	63
3.4	Évolution du niveau de la nappe moyen des 20 embases mesuré pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	65
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	65
3.6	Évolution de la conductivité pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	66
3.7	Évolution du pH pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	66
3.8	Évolution de la concentration en carbone organique dissous dans l'eau du sol pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	67
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.	68
3.10	Évolution des flux de méthane moyen (N ?) pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)	69
3.11	Relations entre les flux de gaz et une sélection de facteurs contrôlant	70
3.12	PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.3	71
3.13	PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.5	74
3.14	RE modèles avec Tair	76
3.15	RE modèles avec Tair	77
3.16	CH4 modèle H	78
3.17	Flux de CO ₂ interpolé à partir de PPB-1 et PPB-2	80
3.18	Flux de CO ₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3	81
3.19	Flux de CO ₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3	81
3.20	Distribution de l'erreur standard (en gris) par placette et des paramètres des modèles RE-1 et RE-3 (en noir)	85
3.21	Distribution de l'erreur standard par placette (en gris) et des paramètres du modèle PPB-2 (en noir)	86
3.22	Recouvrement végétal moyen par strate (en %) des 4 groupes, les groupes sont nommés en fonction de la végétation majoritaire. Les barres d'erreur représente la déviation standard.	87
3.23	Relation entre le Bilan de Carbone Net de l'Écosystème (BCNE) et la température moyenne annuelle (en °C) dans la littérature (en gris) et pour ces travaux. La ligne de tirets sépare les écosystèmes stockant du carbone (au dessus) de ceux libérant du carbone (en dessous).	92

4.1	Prélèvement des mésocosmes (en haut). Mésocosmes installés et protégés de la pluie (en bas)	100
4.2	Schéma d'un mésocosme	101
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.	102
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.	105
4.5	Relations entre les flux de GES et le niveau de la nappe	108
5.1	Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).	118
5.2	Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT)	119
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.	123
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).	124
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).	126
5.6	Comparaison entre les valeurs estimées par le modèle RE-1 (ligne orange) et les mesures faites à haute fréquence sur le site du 30 juillet au 2 août 2013 (points noirs). Les lignes de pointillés orange représente l'erreur (NRMSE) associée au modèle RE-1. La zone grisée correspond à la gamme de valeur de la RE mesurée sur l'ensemble des 20 placettes pendant la campagne du 24-25 juillet 2013. La ligne de tiret correspond à la moyenne de la RE pour cette campagne.	136
7	Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure.	154
8	Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur	155
9	Scanne des feuilles	155
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	156
11	Planche de graphes permettant le diagnostique des mesures de flux de CO ₂	157

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)	18
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.	79
3.2	Bilan annuel des flux, en $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$, en fonction des modèles utilisés.	83
3.3	Bilan de carbone annuel, en $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$, en fonction des modèles utilisés. Les valeurs entre parenthèses représentent l'erreur associée au bilan	83
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.	84
3.5	Bilan des flux de CO_2 en $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$, en utilisant PPB-2 et RE-3 . .	87
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).	121
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}	127

Remerciements

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

¹ Introduction

² Contexte général

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

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

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

29 Ciais *et al.* (2014).

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

33 Zones humides tourbières

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

37 Pourquoi étudier les tourbières aujourd'hui ?

38 Les sols stockent entre 1500 et 2000 GtC et parmi eux, les tourbières, zones humides
39 longtemps considérée néfastes et impropre, ont été drainées et exploitées. Pourtant,
40 parmi les nombreux services écologiques qu'elles donnent (épuration du sol, régulation
41 des flux hydriques, biodiversité), elles constituent un stock de carbone relativement
42 important au regard de la surface qu'elles occupent. Ainsi il est généralement admis que
43 les tourbières contiennent un quart à un tiers du carbone présent Chiffres (**surfaces...**)
44 dans l'ensemble des terres émergées tandis qu'elle ne constituent que 3 % des surfaces
45 continentales (**Réf needed**). Ce ratio relativement important, correspond à un stock
46 d'environ 455 Gt Gorham (1991); Turunen *et al.* (2002). Il est à mettre perspective
47 avec les autres stock du cycle du carbone. On observe que ce stock est du même ordre
48 de grandeur que celui de la végétation

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

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

54 Transition modèles

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

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

61 Objectif de la thèse et approche mise en oeuvre

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

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

79 Cette thèse est structurée de la façon suivante :

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

84 de carbone. Enfin la troisième partie replaces ce travail au sein du contexte
85 précédemment établi.

86 — Le deuxième chapitre quant à lui décrit d'abord les sites d'études puis les mé-
87 thodes et matériels employés lors des différentes expérimentations.

88 — Le troisième chapitre présent l'estimation du bilan de carbone de la tourbière
89 de La Guette, sa variabilité temporelle et spatiale.

90 — Le quatrième chapitre décrit l'effet de cycle de dessication/ré-humectation sur
91 les flux de GES de mésocosmes prélevés sur le terrain.

92 — Le cinquième chapitre

93 — Enfin la dernière partie du document se veut une synthèse des travaux réalisés, de
94 leur résultats, suivie d'une ouverture vers les perspectives que ce travail apporte.

95 1 Synthèse bibliographique

96

97	1.1 Les tourbières et le cycle du carbone	8
98	1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies	8
99	1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales	14
100	1.1.3 Les tourbières et les changements globaux	16
101	1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants	19
102	1.2.1 GES et tourbières	21
103	1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières	22
104	1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux	26
105	1.2.4 Bilans de C à l'échelle de l'écosystème	33
106	1.2.5 Méthodologies, mesures et estimation des flux	37
107	1.3 Objectifs du travail	39
108		
109		
110		

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

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

117 1.1 Les tourbières et le cycle du carbone

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

120 1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies

121 Définitions

122 Les tourbières font partie d'un ensemble d'écosystèmes plus large que l'on appelle
123 les zones humides (*wetlands* en anglais). Ces zones humides ne sont ni des écosystèmes
124 terrestres au sens strict, ni des écosystèmes aquatiques. Elles sont à la frontière entre
125 ces deux mondes et sont caractérisées par un niveau de nappe élevé, proche de la surface
126 du sol, voire au dessus. Cette omniprésence de l'eau joue fortement sur l'aération du
127 milieu et contraint, de façon plus ou moins importante, l'accès à l'oxygène. Les zones
128 humides ont été définie en 1971, lors de la convention dite de RAMSAR¹ de la façon
129 suivante :

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

ZONE HUMIDE :

«les zones humides sont des étendues de marais, de fagnes ², 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 sont des écosystèmes plutôt continentaux (par opposition aux écosystèmes côtiers comme les deltas) et ont comme particularité d'avoir, comme toutes les zones humides, un niveau de nappe élevé et donc une zone anaérobie importante. Ceci induit le développement de communautés microbiennes et végétales spécifiques, adaptées aux milieux fortement humides ou inondés. Les sphaignes sont caractéristiques de ces écosystèmes, ce sont des mousses, des bryophytes de la famille des *Sphagnaceae*.

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 :

Écosystème, 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](#)). Une autre définition existe :

2. Marais tourbeux situé sur une hauteur

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

TOURBIÈRE ACTIVE :

146 Écosystème dans lequel un processus de tourbification est actif.

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

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

TOURBE :

157 «Accumulation sédentaire³ de matériel composé d'au moins 30 % (matière
sèche) de matières organiques mortes.»

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

158 Le seuil de 30 % est souvent utilisé pour rapprocher sa définition de celle d'un sol
159 organique (histosol) au sens large, dans lesquels sont classés la majorité des sols tour-
160 beux (selon la classification). D'autres définitions existent, faisant la distinction entre
161 sols organiques et tourbes avec un seuil à 75 % ([Andrejko et al., 1983](#)) ou 80 % ([Landva
et al., 1983](#)). Il est également nécessaire de préciser que, au delà de la classification
163 utilisée, ce que les écologues considèrent comme de la tourbe contient généralement
164 80 % de matières organiques au minimum ([Rydin et Jeglum, 2013a](#)). Ce processus de
165 formation est appelé la tourbification ou turfogénèse et les matières organiques accumu-
166 lées proviennent majoritairement de la végétation. On définit les matières organiques
167 de la façon suivante :

3. [Joosten et Clarke \(2002\)](#) distinguent sédimentaire de sédentaire dans le sens où dans le premier cas la matière migre (dans la colonne d'eau par exemple) entre la zone où elle est produite et la zone où elle est stockée, ce qui n'est pas le cas pour le second cas où ces zones sont confondues.

MATIÈRES ORGANIQUES :

Matières constituées d'un assemblage de composés ayant une ou plusieurs liaison 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'autres⁴.

168

¹⁶⁹ Distribution des tourbières à l'échelle mondiale

¹⁷⁰ Ces variations de définitions ajoutées aux limites floues qui peuvent exister entre
¹⁷¹ certains écosystèmes tourbeux et non-tourbeux rendent la cartographie de ces écosys-
¹⁷² tèmes délicate. Les estimations généralement citées évaluent la surface occupée par les
¹⁷³ tourbières à environ 4 000 000 km² ([Lappalainen, 1996](#)). Cette surface correspond à 2
¹⁷⁴ à 3 % de l'ensemble des terres émergées du globe. Plus de 85 % d'entre elles sont si-
¹⁷⁵ tuées dans l'hémisphère nord, majoritairement dans les zones boréales et sub-boréales
¹⁷⁶ ([Strack, 2008](#)) (Figure 1.1). Ce sont sur ces écosystèmes que sera focalisé ce travail, lais-
¹⁷⁷ sant de côté les tourbières tropicales dont le fonctionnement est distinct et spécifique
¹⁷⁸ (**Réf needed**).

¹⁷⁹ La formation des tourbières

¹⁸⁰ L'atterrissement et la paludification sont les deux processus principaux permettant
¹⁸¹ la formation des tourbières (Figure 1.2). Il s'agit pour le premier du comblement pro-
¹⁸² gressif d'une zone d'eau stagnante (Figure 1.2). Ce comblement est généralement lié à
¹⁸³ l'action combiné d'apports exogènes et d'une végétation colonisant les eaux en formant
¹⁸⁴ des tremblants⁵. La paludification est la formation de tourbe directement sur un sol
¹⁸⁵ minéral, grâce à des conditions d'humidité importante dans des zones peu perméables

4. Cette définition, utile pour définir simplement les matières organiques, est cependant limitée car elle inclut des composés traditionnellement considérés comme minéraux (le graphite) et en exclut d'autres considérés comme organiques (acide oxalique) (Liste de diffusion ResMO (Réseau Matières Organiques http://www6.inra.fr/reseau_matieres_organiques)).

5. Radeau végétal, composé de végétation vivante et de débris qui peut masquer la surface de l'eau



FIGURE 1.1 – Global distribution of peatlands

et topographiquement favorables (dépressions). Ces modes de formation ne sont pas exclusifs, une tourbière pouvant se développer, selon les endroits considérés ou le temps, via des processus différents.

189 Classifications

Différentes classifications sont utilisées pour différencier ces écosystèmes. La plus générale et la plus utilisée dans la littérature distingue les tourbières dite hautes, ou de haut-marais, correspondant au *bog* anglais, et les tourbières basses, ou de bas-marais, correspondant au *fen* anglais.

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

Les tourbières de bas-marais ont une épaisseur généralement supérieure à 30 cm



FIGURE 1.2 – Processus de formation des tourbières, à gauche l'atterrissement et à droite la paludification. Modifié d'après [Manneville \(1999\)](#)



FIGURE 1.3 – Micro-topographie dans les tourbières. Modifié d'après [Rydin et Jeglum \(2013b\)](#)

202 avec un niveau de nappe très proche de la surface du sol. De forme concave ou en
 203 pente elles sont généralement alimentées en eau par des sources ou par ruissellement
 204 et sont donc dites minérotrophes. Le pH de leur eaux de surface varie de 4 à 8. Les
 205 végétations dominantes de ces écosystèmes peuvent être des bryophytes, des graminées
 206 ou des arbustes bas ([Rydin et Jeglum, 2013b](#)). Au sein de ces écosystèmes la topo-
 207 graphie est fortement variable et fait l'objet d'une terminologie particulière : on parle
 208 de buttes (*hummock* en anglais) pour désigner des sur-élévations topographiques, de
 209 gouille (*hollow* en anglais) pour les dépressions et de replat (*lawn* en anglais) pour les
 210 zones entre les deux (Figure 1.3).

211 1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales

212 Puits de carbone

213 Par définition les tourbières stockent ou ont stocké du carbone. Cette fonction puits
 214 de carbone rend ces écosystèmes importants vis-à-vis des changements globaux et ce
 215 malgré la faible surface qu'ils représentent (pour rappel 2 à 3 % des terres émergées).
 216 En effet le carbone stocké dans les tourbières tempérées et boréales est estimé entre

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	

²¹⁷ 270 et 455 Gt C (Tableau 1.1). Cela représente 10 à 25 % du carbone présent dans les
²¹⁸ sols et entre 30 et 60 % du stock de carbone atmosphérique. Ce stock est un héritage
²¹⁹ datant des 10 derniers milliers d'années, l'holocène, période pendant laquelle se sont
²²⁰ formées la majorité des tourbières (Yu *et al.*, 2010) (Figure 1.4).

²²¹ L'accumulation du carbone nécessite donc que davantage de carbone soit assimilé,
²²² par photosynthèse, qu'émis par l'écosystème. Les tourbières n'assimilent pas le carbone
²²³ à des vitesses supérieures à d'autres écosystèmes. En comparaison avec un sol forestier
²²⁴ la photosynthèse de ces écosystèmes, que l'on appelle généralement la production pri-
²²⁵ maire, est même plus faible (**Réf needed**). Ce n'est donc pas en assimilant d'avantage
²²⁶ de carbone que les tourbières l'accumulent. Si les entrées de carbone ne sont pas su-
²²⁷ périeures à d'autres écosystèmes, il faut donc que les sorties soient plus faibles. C'est
²²⁸ en effet parce que les matières organiques produites par ces écosystèmes sont moins
²²⁹ dégradées que dans d'autres que le carbone s'accumule. Ceci est rendu possible par les
²³⁰ niveaux de nappe élevés de ces écosystèmes, minimisant les processus de dégradation
²³¹ aérobie en limitant l'accès à l'oxygène. Cet effet est de plus renforcé par la végétation
²³² spécifique de ces écosystèmes, les sphaignes, qui produisent des litières difficilement
²³³ dégradables, dite récalcitrantes, par rapport à celles produites par les végétaux vas-
²³⁴ culaires (Hobbie, 1996; Liu *et al.*, 2000). La vitesse de décomposition relative entre
²³⁵ les différentes espèces de sphaignes est mal connue (Cornelissen *et al.*, 2007). Des dif-
²³⁶ férences ont été observées entre espèces pour les parties jeunes de la plante, mais la
²³⁷ différence est moindre pour les parties plus anciennes (Limpens et Berendse, 2003).

238 Biodiversité dans les tourbières

239 Les tourbières sont le siège d'une biodiversité importante et spécifique, avec en
240 premier lieu les sphaignes qui en plus de produire des litières récalcitrantes ont d'autres
241 spécificités : ces bryophytes, ces mousses sont des espèces dites ingénierues, capables
242 de modifier l'environnement dans lequel elles vivent afin de l'adapter à leurs besoins.
243 Les sphaignes sont ainsi capables d'abaisser le pH, de capturer des nutriments et de les
244 séquestrer et ce même quand elles n'en ont pas besoin afin d'empêcher d'autres espèces
245 notamment vasculaires d'en profiter. Plus précisément, le fait que les sphaignes captent
246 les nutriments via leur capitulum leur permet d'intercepter les nutriments avant qu'ils
247 ne soient captés par d'éventuelles racines positionnées plus bas ([Malmer *et al.*, 1994](#);
248 [Svensson, 1995](#)). Ces écosystèmes abritent par ailleurs une grande variété de plantes, de
249 micro-organismes (bactéries et champignons) et d'animaux (insectes, vers, amphibiens,
250 oiseaux...).

251 Autres fonctions environnementales

252 Les tourbières jouent également un rôle important vis-à-vis de la qualité de l'eau,
253 notamment en filtrant les matières en suspension, en dégradant certains micro-polluants
254 organiques. Elles permettent également de tamponner les effets d'une sécheresse ou
255 d'une inondation en fournissant un peu d'eau dans le premier cas et en épongeant une
256 partie des excédents dans le second ([Joosten et Clarke, 2002](#); [Parish *et al.*, 2008](#)).

257 1.1.3 Les tourbières et les changements globaux

258 On définit les changements globaux comme l'ensemble des modifications environ-
259 nementales plus ou moins rapides, ayant lieu à l'échelle mondiale, quelle que soit leur
260 origine. Les deux contraintes développées dans cette partie sont la pression de l'homme :
261 contrainte anthropique, et celle du climat : contrainte climatique.

262 Les contraintes anthropiques

263 Les interactions entre les Hommes et les zones humides au sens large et les tourbières
264 en particulier remontent probablement à l'aube de l'humanité. Des chemins de rondins
265 néolithique aux crannogs de l'époque romaine ([Buckland, 1993](#)), de grandes décou-
266 vertes archéologiques ont été faites dans les écosystèmes tourbeux témoins d'époques
267 révolues. L'utilisation de la tourbe et des tourbières a dû commencer relativement tôt,
268 mais c'est à partir du 17^e siècle que le drainage de ces écosystèmes, pour les convertir en
269 terres agricoles, s'est intensifié. Au 19^e siècle, l'apparition de machines permettant une
270 récolte industrialisée de la tourbe a développé son utilisation comme combustible. Enfin
271 depuis le milieu du 20^e une part importante de ces écosystèmes ont été drainés pour dé-
272 velopper la sylviculture. Aujourd'hui l'exploitation principale de la tourbe est liée à son
273 utilisation comme substrat horticole ([Lappalainen, 1996; Chapman *et al.*, 2003](#)). Ces
274 utilisations nécessitant souvent le drainage des écosystèmes, notamment pour pouvoir
275 y faire rouler des engins mécanisés, les ont fortement perturbés. Aujourd'hui la surface
276 de tourbières altérées est estimée à 500 000 km² environ, principalement du fait de leur
277 reconversion pour l'agriculture et la sylviculture (Tableau 1.2). En France, suite à leur
278 utilisation, principalement agricole, la surface des tourbières a été divisée par deux
279 entre 1945 et 1998, passant de 1200 km² à 600 km² ([Lappalainen, 1996; Manneville,](#)
280 [1999](#)).

281 Ces écosystèmes ont donc été et sont encore perturbés par différentes activités
282 humaines. Malgré tout leur importance est connue et elles sont l'objet de nombreuses
283 actions de préservation et/ou de réhabilitation.

284 Les contraintes climatiques

285 Comme nous l'avons dit, le stock de C accumulé par les tourbières s'est majori-
286 tairement constitué pendant l'Holocène. À cette époque déjà ces écosystèmes étaient
287 influencés par le climat, et leur développement n'a pas été linéaire sur ces douze der-
288 niers milliers d'années. Il est reconnu que le développement des tourbières est très
289 important au début de cette période ([Smith *et al.*, 2004; MacDonald *et al.*, 2006; Yu](#)

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

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

²⁹⁰ [et al., 2009](#)). Plus particulièrement entre il y a 12 000 et 8000 ans, période pendant
²⁹¹ laquelle on recense la plus grande proportion d'initiation de tourbières (Figure 1.4).
²⁹² Cette période coïncide avec le maximum thermique holocène (HTM), période pendant
²⁹³ laquelle le climat était plus chaud qu'aujourd'hui ([Kaufman et al., 2004](#)). Ce constat
²⁹⁴ peut sembler paradoxal : en effet, dans la littérature concernant les tourbières et le
²⁹⁵ réchauffement climatique actuel, il est craint que ces écosystèmes ne deviennent des
²⁹⁶ sources de carbone. Cependant ces même auteurs qui ont montré cette relation entre
²⁹⁷ le HTM et le développement important des tourbières, ne préjugent pas de l'effet du
²⁹⁸ réchauffement actuel. Notamment [Jones et Yu \(2010\)](#) expliquent que pendant cette pé-
²⁹⁹ riode de maximum thermique, existe également une saisonnalité très importante, avec
³⁰⁰ des été chauds et des hivers froid, qui a dû en minimisant la respiration hivernale de ces
³⁰¹ écosystèmes, jouer un rôle important dans leur développement. Cette forte saisonnalité
³⁰² n'est pas attendue lors du réchauffement actuel. L'effet estimé dans les hautes latitudes
³⁰³ semble plus important pendant l'hiver et l'automne, et tendrait donc à minimiser cette
³⁰⁴ saisonnalité ([Christensen et al., 2007](#)). Les effets directs attendus du réchauffement
³⁰⁵ dans les hautes latitudes à l'horizon 2100, sont une augmentation des températures de
³⁰⁶ 2 à 8 °C dans les zones boréales, et de 2 à 6 °C dans les zones tempérées, ainsi qu'une
³⁰⁷ augmentation probable des précipitations (Figure 1.5). De façon plus indirecte est at-
³⁰⁸ tendue la fonte du permafrost, l'augmentation de l'intensité et de la fréquence de feux
³⁰⁹ et des changements dans les compositions des communautés végétales ([Christensen](#)
³¹⁰ [et al., 2013; Frolking et al., 2011](#)).

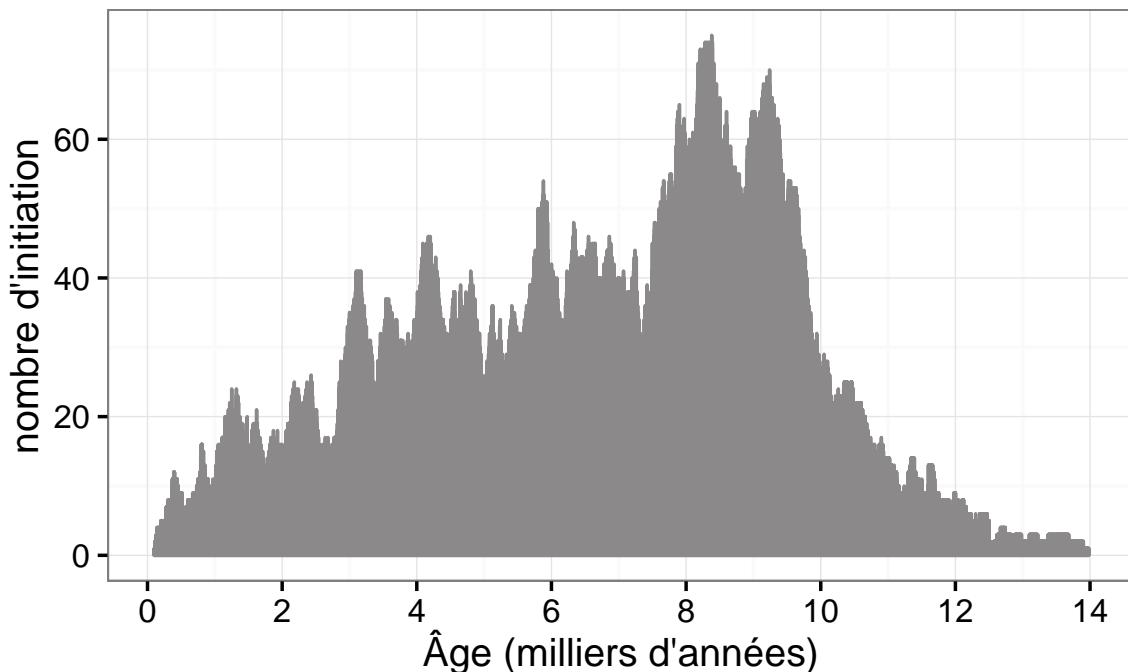


FIGURE 1.4 – Nombre de tourbières nouvellement formées pendant l'holocène. Modifié d'après ([MacDonald *et al.*, 2006](#))

³¹¹ Les tourbières, qui ont accumulées un stock de carbone important, sont donc sou-
³¹² mises à des contraintes fortes qu'elles soient anthropiques ou climatiques. Afin de mieux
³¹³ cerner le devenir de ce carbone, l'étude de ces écosystèmes, des flux de carbone qu'ils
³¹⁴ échangent avec l'atmosphère, est une nécessité.

³¹⁵ 1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs ³¹⁶ contrôlants

³¹⁷ Cette partie s'attache à décrire les GES et leurs liens avec les tourbières, les flux de
³¹⁸ carbone et les processus qui y sont liés, puis les facteurs contrôlant ces flux à l'échelle des
³¹⁹ processus jusqu'aux individus et communautés (nécessaire afin de pouvoir appréhender
³²⁰ correctement ces flux à des échelles plus large), les facteurs contrôlant à l'échelle de
³²¹ l'écosystème (colonne de tourbe, site complet) et enfin les bilans de carbone.

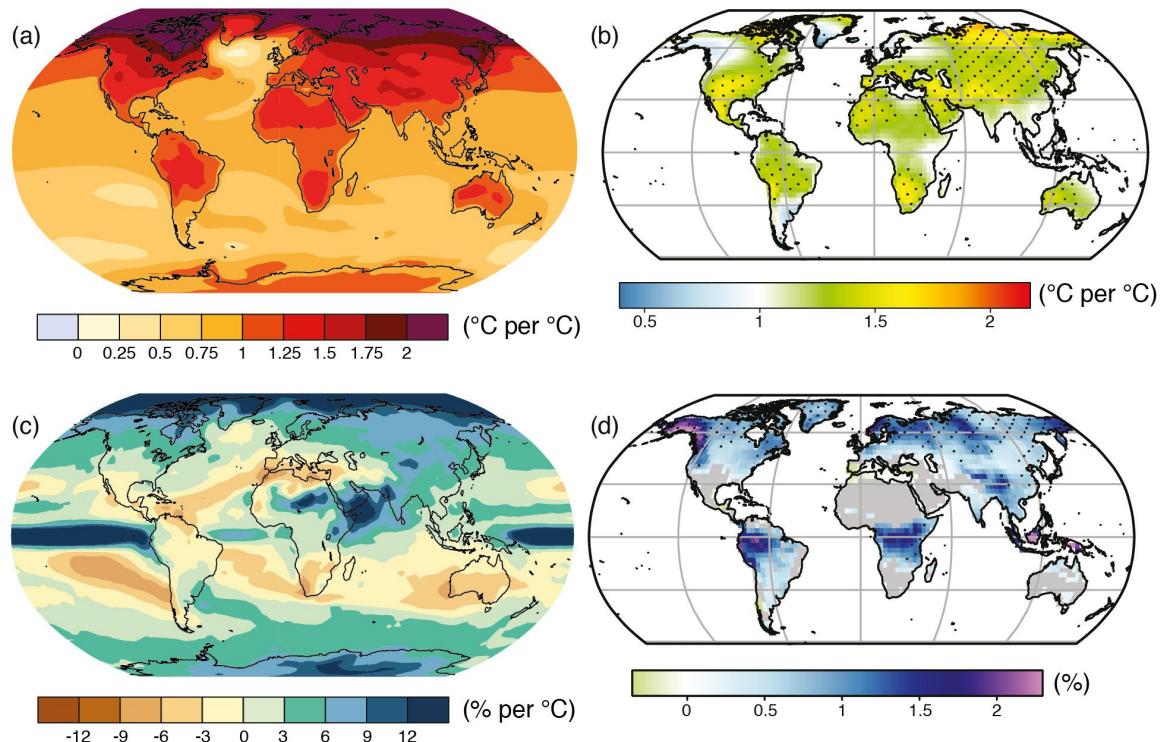


FIGURE 1.5 – Projection des changements à l'horizon 2100, des moyennes et extrêmes annuels (sur terre) des températures de l'air et des précipitations : (a) température de surface moyenne par °C de changement global moyen, (b) 90^e percentile des températures journalières maximum par °C de changement 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 \(2012\)](#)[\(IPCC2013\)](#).

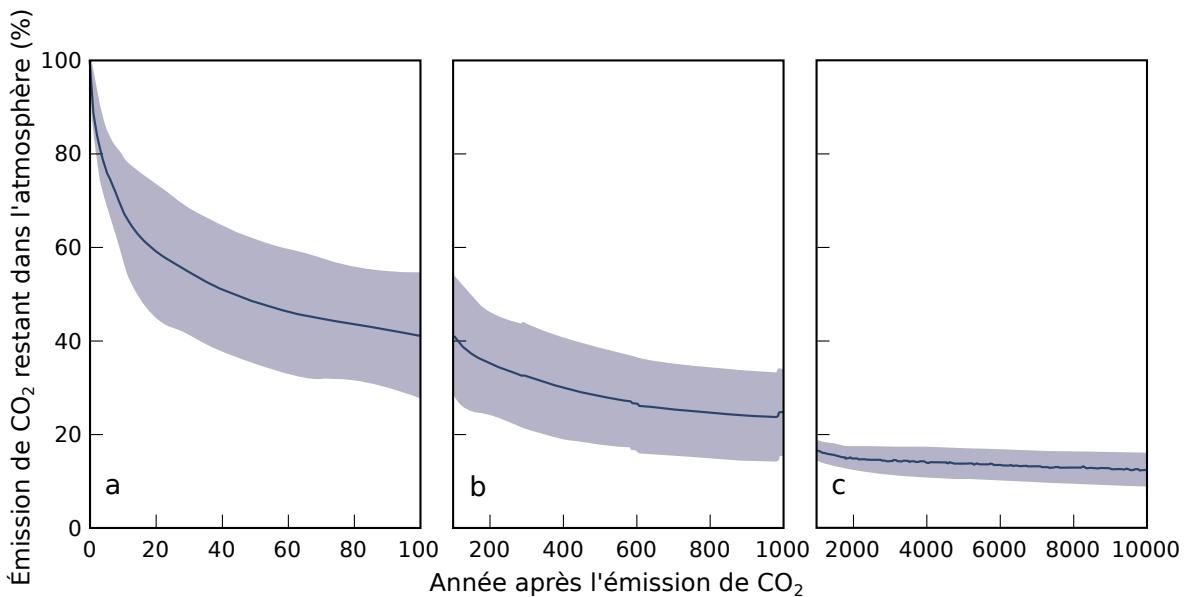


FIGURE 1.6 – Décroissance de la proportion de CO₂ de l’atmosphère suite à une émission idéalisée de 100 PgC. les graphes (a) et (b) sont une moyenne de modèles (Joos *et al.*, 2013), le graphe (c) est une moyenne d’autres modèles (Archer *et al.*, 2009). Modifié d’après (Ciais *et al.*, 2014).

³²² 1.2.1 GES et tourbières

³²³ Dans l’atmosphère le carbone est principalement présent dans l’atmosphère sous
³²⁴ forme de dioxyde de carbone (CO₂) et de méthane (CH₄).

³²⁵ La concentration en CO₂ dans l’atmosphère fluctuait avant l’ère industrielle entre
³²⁶ 180 et 290 ppm⁶. En 1750 au début de l’ère industrielle sa concentration était de
³²⁷ 280 ppm environ avant d’augmenter pour atteindre 391 ppm aujourd’hui (moyenne an-
³²⁸ nuelle en 2011) (Ciais *et al.*, 2014). Différents processus permettent d’extraire du CO₂
³²⁹ de l’atmosphère, la photosynthèse, la dissolution du CO₂ dans l’océan et enfin l’altéra-
³³⁰ tion de silicate et les réactions avec le carbonate de calcium. Ces processus s’effectuent
³³¹ avec des échelles de temps différentes, en conséquence après une émission de CO₂, il
³³² ne reste que 40 % de cette émission après 100 ans, mais il reste toujours plus de 20 %
³³³ après 1000 ans et plus de 10 % après 10 000 ans (Joos *et al.*, 2013; Ciais *et al.*, 2014)
³³⁴ (Figure 1.6).

³³⁵ La concentration en méthane de l’atmosphère est estimée à 350 ppb⁷ il y a 18 000 ans

6. Partie par million

7. Partie par milliard (*part per billion* en anglais)

environ lors de la dernière glaciation, à 720 ppb en 1750, et à 1800 ppb aujourd’hui (ou plutôt en 2011) (Ciais *et al.*, 2014). À l’inverse du CO₂ sa durée de vie dans l’atmosphère est limitée : moins de 10 ans (Lelieveld *et al.*, 1998; Prather *et al.*, 2012). Malgré cela son potentiel de réchauffement global⁸ (PRG) est important notamment à court terme, 72 à 20 ans. À plus long terme son effet relativement au CO₂ diminue et atteint 25 à l’horizon 100 ans. Les zones humides sont la première source naturelle de CH₄ atmosphérique avec un flux à l’échelle globale estimé entre 145 et 285 Tg an⁻¹ (Lelieveld *et al.*, 1998; Wuebbles et Hayhoe, 2002; Ciais *et al.*, 2014) (Tableau ?). Les tourbières de l’hémisphère nord comptent pour 46 Tg an⁻¹ (Gorham, 1991) (**pas de source plus récente ?**).

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

1.2.2 Les flux entre l’atmosphère et les tourbières

De l’atmosphère à l’écosystème

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



Si la photosynthèse est le processus majeur d’assimilation du CO₂, il existe d’autres voies métaboliques permettant la capture du CO₂ de l’atmosphère. Par exemple les micro-organismes chemolithotrophes (**expliciter**) sont capables d’assimiler le CO₂ en utilisant l’énergie issue de l’oxydation de composés inorganiques, ce que l’on appelle la

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

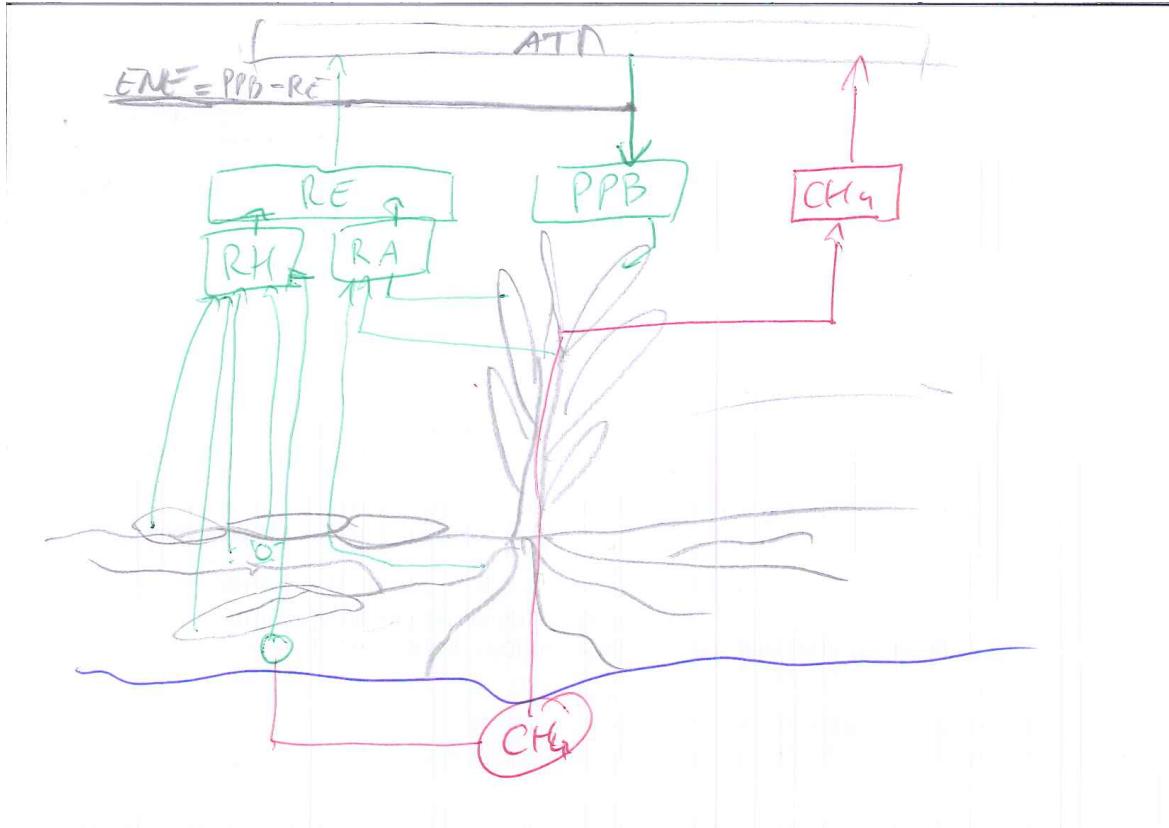


FIGURE 1.7 – schéma des flux de carbone entre une tourbière et l'atmosphère

³⁶⁰ chimiosynthèse, mais leur importance est moindre.

³⁶¹ On définit la **Production Primaire Brute** (PPB), *Gross Primary Production*,
³⁶² (*GPP*) en anglais comme :

PRODUCTION PRIMAIRE BRUTE (PPB) :

Quantité de carbone extraite de l'atmosphère et transformée en matières
³⁶³ organiques par l'écosystème principalement via la photosynthèse. Ce flux
est exprimé en quantité de carbone par unité de surface et de temps.

³⁶⁴ Les tourbières sont des écosystèmes dont la production primaire est estimée à envi-
ron 500 gC m⁻² ([Francez, 2000](#)). La strate muscinale pouvant jouer/participer/produire
³⁶⁵ jusqu'à 80 % de la production primaire ([Francez, 2000](#)). Cette production primaire n'est
³⁶⁶ pas particulièrement élevée (**Réf needed**) et c'est en fait la faible décomposition des
³⁶⁷ matières organiques qui permet aux tourbières de stocker du carbone.
³⁶⁸

³⁶⁹ Il n'y a pas de flux direct de CH₄ de l'atmosphère vers les écosystèmes terrestres.
³⁷⁰ 90 % du CH₄ présent dans l'atmosphère est extrait en réagissant avec des radicaux

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

371 hydroxyles, cette réaction à lieu majoritairement dans la troposphère.

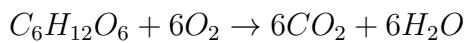
372 De l'écosystème à l'atmosphère

373 Les sources de carbone émises par les tourbières vers l'atmosphère sont multiples.

374 D'abord différents gaz peuvent être émis, notamment le CO₂ et le CH₄, éventuellement

375 du N₂O. Le processus majeur est la production de CO₂ par respiration qui au niveau

376 cellulaire, peut être écrite sous la forme :



377 Mais certains de ces gaz peuvent être produit par différentes sources, ainsi le CO₂

378 est produit par différents processus dont la respiration aérobie (le plus gros contribu-

379 teur), les respirations anaérobies ou fermentations (e.g. du glucose, de l'acétate), ou

380 encore l'oxydation du méthane. Les principales sources d'émissions du CO₂ sont re-

381 présentées dans la figure 1.7. À l'échelle macroscopique la, ou plutôt, les respirations

382 sont généralement séparées en deux. D'un côté la respiration végétale, que ce soit celle

383 des feuilles, des tiges, des racines et que l'on appelle la **respiration autotrophe**⁹. De

384 l'autre rassemblé sous le vocable de **respiration hétérotrophe**¹⁰, la respiration de la

385 rhizosphère, liée à l'émission d'exsudats par les racines, la décomposition des litières

386 et des matières organiques, la respiration de la faune et l'oxydation du CH₄ par les

387 organismes méthanotrophes. L'ensemble de ces respirations est défini comme :

RESPIRATION DE L'ÉCOSYSTÈME (RE) :

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

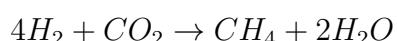
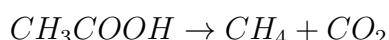
389 On distingue la respiration de l'écosystème de celle du sol en définissant la respiration
390 du sol (RS) comme l'ensemble des respirations de la colonne de sol, à l'exclusion de la

9. Production de matières organiques à l'aide de composés minéraux simples.

10. Production de matières organiques à partir de substrats organiques.

partie aérienne ([Luo et Zhou, 2006a](#)). Cependant, dans la littérature la respiration du sol semble parfois être considérée comme équivalente à la respiration de l'écosystème, ou du moins cette terminologie est parfois utilisée de façon synonyme à la respiration de l'écosystème ([Raich et Schlesinger, 1992](#)). Les études discriminant RS et RE montre ainsi que dans des sols tourbeux RS compte pour plus de 60 % de RE [Lohila et al. \(2003\)](#). La production de CO₂ est donc un signal multi-sources intégré sur l'ensemble de la colonne de tourbe. Le transport du CO₂ produit se fait par diffusion suivant le gradient de concentration, fort dans le sol et plus faible dans l'atmosphère. C'est cette multitude de processus qui rend l'estimation de ce flux difficile, en effet chacune des respirations n'aura pas la même sensibilité vis à vis de facteurs contrôlant.

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



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



On définit le flux de CH₄ comme :

FLUX DE CH₄ (F_{CH₄}) :

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.

Cette partie montre donc que si le flux de carbone de l'atmosphère à l'écosystème

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

1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux

Dans cette partie seront décrits les facteurs qui contrôlent les flux de carbone en

commençant à une échelle relativement fine pour atteindre celle de l'écosystème qui nous intéresse plus particulièrement. Cette échelle inclut la colonne de tourbe, le mésocosme, en tant que partie d'un ensemble plus vaste, en tant que sous-écosystème. Elle inclut forcément l'écosystème dans son sens général, regroupant les écosystèmes tourbeux mais également l'écosystème au sens plus spécifique de l'entité étudiée.

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

Comme bon nombre de réactions biochimiques, les vitesses de réactions des processus décrits précédemment sont fonction de la température. Cette relation est connue depuis longtemps. Elle a été mise en évidence par un chimiste suédois en 1889, Svante August Arrhenius, sur la base de travaux réalisés par un autre chimiste, néerlandais, Jacobus Henricus Van't Hoff. Le niveau de la nappe, interface entre un monde oxique et un monde anoxique, et la teneur en eau du sol vont également jouer sur ces flux. Ainsi que

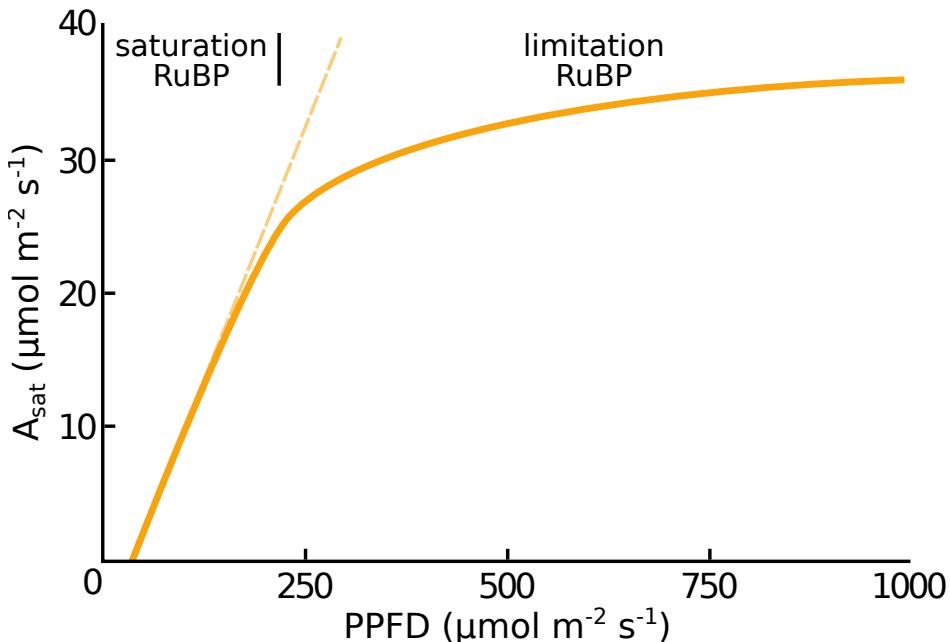


FIGURE 1.8 – todo, modifié d'après Long et Hällgren (1993)

⁴³⁸ la végétation que ce soit de façon directe comme siège de la photosynthèse, ou indirecte
⁴³⁹ en fournissant des nutriments de son vivant à travers les exsudats racinaires, ou à sa
⁴⁴⁰ mort en devenant litière.

⁴⁴¹ La photosynthèse

⁴⁴² À l'échelle d'espèces végétales, la quantité de carbone assimilable par la photosyn-
⁴⁴³ thèse est fonction de la quantité de lumière reçue (Long et Hällgren, 1993). La quantité
⁴⁴⁴ de carbone assimilée augmente d'abord de façon linéaire avec le rayonnement, avant
⁴⁴⁵ d'être limitée par la régénération d'une enzyme, la Rubisco ¹¹, nécessaire à la fixation
⁴⁴⁶ du CO₂ (Figure 1.8). Les limitations de l'assimilation, que ce soit la pente initiale de
⁴⁴⁷ la partie linéaire, ou l'assimilation maximale, varient de façon importante en fonction
⁴⁴⁸ de l'espèce considérée (Wullschleger, 1993). La régénération de la Rubisco, qui limite
⁴⁴⁹ la photosynthèse, est contrainte par la capacité de transport des électrons. La vitesse
⁴⁵⁰ de ce transport est fonction de la température et est traditionnellement décrite par
⁴⁵¹ une équation d'arrhenius modifiée, relativement complexe, ou par une équation sim-
⁴⁵² plifiée (Farquhar *et al.*, 1980; June *et al.*, 2004). À cette échelle le niveau de l'eau va

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

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

également influer sur le développement de la végétation en facilitant plus ou moins leur accès à l'eau. Wagner et Titus (1984) montrent par exemple que deux espèces de sphaignes ont des tolérances différentes à la dessiccation : l'espèce vivant dans les gouilles est plus résistante que celle vivant sur les buttes. Dans des conditions expérimentales différentes, lors de re-végétalisation de deux tourbières, Robroek *et al.* (2009) montre que différentes espèces de sphaignes vont se développer de façon optimale à différents niveaux de nappe selon leurs affinités. Cette variabilité entre espèces d'une même famille est elle-même mise en évidence par leur variabilité en terme de productivité primaire (Figure 1.9). Cette variabilité de la productivité primaire est également visible entre différentes communautés végétales. Les bryophytes n'ont pas la même productivité primaire que les graminées ou que les arbustes (Moore *et al.*, 2002 dans Rydin et Jeglum, 2013a). Toujours à cette échelle, le niveau de la nappe va également contraindre la teneur en eau du sol et la hauteur de la frange capillaire. Cette dernière atteint généralement la surface tant que le niveau de la nappe ne descend pas en dessous de 30 à 40 cm (Laiho, 2006). La hauteur du niveau d'eau va influer sur le bien-être des différentes communautés végétales. Un niveau d'eau important risque de diminuer l'accès de la végétation vasculaire à l'oxygène par leur racines et aux substrats tandis qu'il sera propice au développement de sphaignes. À l'inverse un niveau d'eau faible risque de faciliter le développement de certains végétaux vasculaires au détriment des bryophytes (**Réf needed**). Cette compétition entre espèces va déterminer, à long terme, l'évolution des communautés et donc jouer sur la PPB. Sur cet aspect Gornall *et al.* (2011) montre que les effets des mousses sur les plantes vasculaires sont en partie positifs et en partie négatifs et que leur «effet net» peu varier, notamment en fonction de l'épaisseur de la strate muscinale. La composition des communautés végétales va donc influer sur le potentiel photosynthétique de l'écosystème. Ce potentiel pouvant varier selon le végétal considéré et les conditions environnementales dans lesquelles il se trouve (Moore *et al.*, 2002).

À l'échelle de l'écosystème et sur le terrain ces facteurs – la température, la végétation, le niveau de l'eau – co-varient et rendent la discrimination de leurs effets respec-

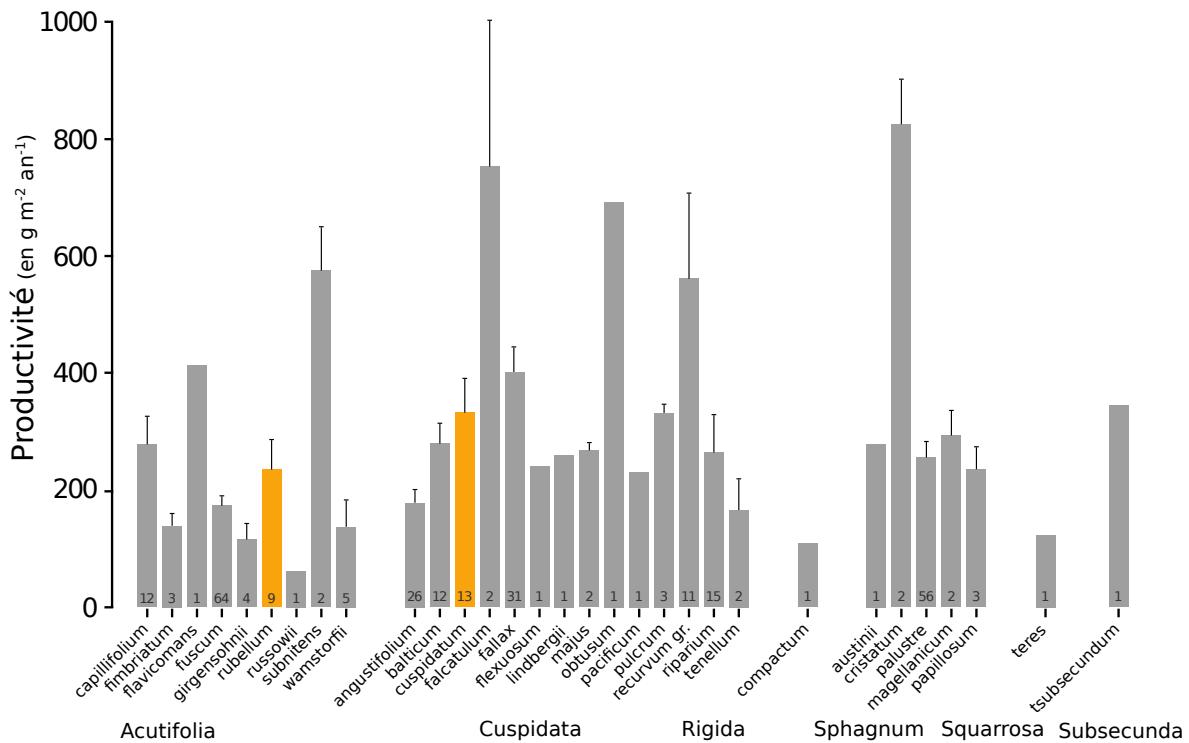


FIGURE 1.9 – Productivités moyennes des espèces de sphaignes en $\text{g m}^{-2} \text{ an}^{-1}$. Les barres d'erreurs représentent l'erreur standard. Le nombre d'observation est indiqué par les nombres à l'intérieur des barres. Les espèces en orange sont celles rencontrées sur le site d'étude. Modifié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

482 tifs difficile. L'effet, sur la PPB, d'une variation de température peut selon l'échelle de
 483 temps considérée, jouer sur le niveau de nappe et la végétation. Distinguer ces facteurs
 484 n'est pas anodin, [Munir et al. \(2015\)](#) isolent également l'effet de la température en
 485 utilisant des OTC (*Open Top Chamber*). Ces dispositifs ressemblent à des serres ou-
 486 vertes et permettent de réchauffer une zone de la tourbière. Ils montrent que dans les
 487 zones sans manipulation du niveau de la nappe, le réchauffement des OTC augmente
 488 la PPB. Néanmoins la majorité des études réalisées sur le terrain montrent les effets de
 489 variation de la température et du niveau de la nappe simultanément. [Cai et al. \(2010\)](#)
 490 ont par exemple montré que des conditions plus chaudes et sèches pouvaient augmen-
 491 ter la PPB. Cependant l'effet du niveau de la nappe peut varier selon le contexte :
 492 Dans une étude des effets à long terme de variation du niveau de la nappe, [Ballantyne](#)
 493 *et al. (2014)* montrent qu'une baisse du niveau de la nappe entraîne une augmentation
 494 de la PPB en facilitant l'accès des plantes vasculaires à l'oxygène et aux nutriments.
 495 Paradoxalement, la hausse d'un niveau de nappe, initialement bas et entraînant un

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

496 stress hydrique important, conduira également à une augmentation de la PPP ([Strack](#)
497 et [Zuback, 2013](#)). Pour un gradient de niveau de nappe qui augmente dans une tour-
498 bière de haut-marais, [Weltzin et al. \(2000\)](#) montrent une diminution de la productivité
499 des arbustes, tandis que celle des graminées n'est pas affectée. À l'inverse, pour un
500 gradient similaire dans une tourbière de bas-marais, la productivité des arbustes n'est
501 pas affectée tandis que celle des graminées augmente. Une opposition similaire est éga-
502 lement relevée concernant les graminées soumises à un traitement infra-rouge afin de
503 les réchauffer. Ces dernières voient leur productivité diminuer dans la tourbière de
504 haut-marais et augmenter dans la tourbière de bas-marais. Les effets du niveau de
505 la nappe peuvent donc être variables selon les communautés végétales et le contexte
506 (l'écosystème, le niveau initial) dans lequel elles se trouvent.

507 La RE

508 La respiration, au sens de la réaction biochimique telle que décrite par l'équa-
509 tion [1.2.2](#) est catalysée par la température. Cette réaction est limitée par la quantité
510 de substrat et la présence d'oxygène. Dans les tourbières la limitation en substrat n'a
511 de sens que vis-à-vis de communautés spécifiques. Les substrats facilement utilisables,
512 typiquement les sucres peuvent devenir limitant (**Réf needed**). La tourbière n'est
513 qu'un tas de substrat de plus en plus difficile à dégrader avec la profondeur, plus les
514 substrats sont facilement utilisables plus leur utilisation est rapide est plus ils risquent
515 de devenir limitant. Inversement moins les substrats sont dégradables plus leur utili-
516 sation est lente et plus ils s'accumulent. Mais l'accès à l'oxygène rendu difficile par les
517 hauteurs élevées du niveau de la nappe est prépondérant (**Réf needed**). La qualité du
518 substrat (la facilité qu'il aura à être dégradé) va donc jouer sur la vitesse de respiration.
519 Par ailleurs la photosynthèse en libérant des substrat, les exsudats racinaires, influe
520 également sur la respiration.

521 À l'échelle de l'écosystème de nombreuses études ont mis en évidence une corré-
522 lation positive entre la respiration et la température ([Singh et Gupta, 1977; Raich et](#)
523 [Schlesinger, 1992; Luo et Zhou, 2006b](#)). Cependant la diversité cumulée des processus,

524 communautés et des conditions environnementales qui jouent sur la respiration, font
 525 qu'aucune équation ne fait réellement consensus. Malgré tout, la majorité d'entre-elles
 526 décrivent une augmentation exponentielle de la respiration avec la température. Ainsi
 527 dans les tourbières, des études *in-situ* ont montré que dans des conditions plus chaudes,
 528 mais également plus sèches étant donné que ces deux conditions sont difficilement sépa-
 529 rables sur le terrain, la RE a tendance à augmenter ([Aurela et al., 2007](#); [Cai et al., 2010](#);
 530 [Ward et al., 2013](#)). Des études à base de mésocosmes¹² prélevés sur le terrain ont égale-
 531 ment montré la relation entre les variation de RE et celle de la température([Updegraff et al., 2001](#); [Weedon et al., 2013](#)).

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

537 De façon plus indirecte, le type de végétation joue sur la vitesse de décomposition
 538 des litières ([Hobbie, 1996](#); [Liu et al., 2000](#)). La végétation peut également stimuler la
 539 respiration des micro-organismes présent dans la rhizosphère¹³ via la libération d'ex-
 540 sudats racinaires ([Moore et al., 2002](#)).

541 l'ENE

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

L'ÉCHANGE NET DE L'ÉCOSYSTÈME (ENE) :

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

12. définition méso

13. zone du sol impactée par les racines

545 Ce terme correspond, au référentiel près, au *Net Ecosystem Exchange* anglais, qui prend
546 l'atmosphère comme référence¹⁴ ($\text{ENE} = -\text{NEE}$) (Chapin *et al.*, 2006).

547 Les facteurs contrôlant l'ENE sont donc les mêmes que ceux qui contrôlent la PPB
548 et la RE. Cependant l'effet d'un même facteur de contrôle peut être différent vis à vis
549 de PPB et de RE selon le contexte environnemental, que ce soit par rapport à la nature
550 de l'effet ou son importance. Ainsi une variation de l'ENE peut parfois être contrôlée
551 majoritairement soit par la PPB, soit par la RE, soit par les deux. Par exemple, une
552 baisse du niveau de la nappe est souvent liée dans la littérature à une baisse de l'ENE.
553 Cependant certains attribuent cette baisse de l'ENE à une augmentation de la Respira-
554 tion (Alm *et al.*, 1999; Ise *et al.*, 2008) quand d'autres l'attribuent à une diminution de
555 la photosynthèse (Sonnentag *et al.*, 2010; Peichl *et al.*, 2014). Enfin certains observent
556 un effet à la fois de l'augmentation de la respiration et de la diminution de la pho-
557 tosynthèse (Strack et Zuback, 2013). Lund *et al.* (2012) montrent également que sur
558 un même site une baisse du niveau de la nappe deux années différentes entraînera une
559 baisse de l'ENE dans les deux cas, mais que dans l'un des cas cette baisse est contrôlée
560 par une augmentation de la respiration et que dans l'autre elle est contrôlée par une di-
561 minution de la photosynthèse. Enfin de façon un peu plus isolée Ballantyne *et al.* (2014)
562 ne notent pas d'effet d'une baisse du niveau de la nappe sur l'ENE car l'augmentation
563 de la respiration est compensée par une augmentation de la photosynthèse. La réponse
564 du CO₂ vis-à-vis d'une variation du niveau de la nappe n'est donc pas triviale.

565 Le CH₄

566 La production du CH₄, par des *Archaea* méthanogènes principalement à partir de
567 dihydrogène et d'acétate, est contrôlée par la disponibilité de ces substrats (Segers,
568 1998). L'ajout de substrats à destination des méthanogènes (acétate, glucose, étha-
569 nol) tend à augmenter les émissions de CH₄ (Coles et Yavitt, 2002). Le niveau de la
570 nappe est un autre facteur contrôlant les flux de CH₄. Généralement plus le niveau
571 est important plus la zone potentielle de production du CH₄ est importante et plus les

14. Attention cependant, certains papiers changent cette convention

572 émissions sont fortes ([Pelletier et al., 2007](#)). Par contre une augmentation du niveau
573 de la nappe au dessus de la surface peut conduire à une diminution des émissions de
574 CH₄ ([Bubier, 1995](#)). [Pelletier et al.](#) (2007) montrent également que les flux sont plus
575 importants lorsque le CH₄ est mesuré dans des zones avec **végétation**, et plus particu-
576 lièrement des carex. Ce lien avec la végétation est la conséquence d'une adaptation de
577 certaines espèces aux conditions de saturations en eau qui peuvent faciliter l'échange
578 de gaz entre l'atmosphère et l'écosystème grâce à un espace intercellulaire agrandi,
579 l'Aerenchyme ([Rydin et Jeglum, 2013c](#)). Enfin la **température** joue généralement un
580 rôle important, augmentant la vitesse de production. La sensibilité à la température de
581 la production de CH₄ varie selon le processus considéré et la communauté de métha-
582 nogènes associés ([Segers, 1998](#)). La température peut également faciliter le transport
583 du CH₄ par ébullition ou via la végétation ([Lai, 2009](#)).

584 Pour résumer, à l'échelle de l'écosystème un même facteur peut influer sur différents
585 flux mais un facteur peut également influer sur un flux de différentes façons. Parmi ces
586 facteurs, l'effet du niveau de la nappe sur les flux de CO₂ et de CH₄ reste difficile à
587 prédire. Il contrôle la proportion des zones oxiques et anoxiques de la colonne de sol et
588 donc la proportion de CO₂ et de CH₄ produit. Il influe également sur la végétation, que
589 ce soit à court terme (stress hydrique), ou à long terme (changement de communautés
590 végétales). Le niveau de la nappe, s'il monte, peut par exemple augmenter ou diminuer
591 la PPB, selon sa hauteur de départ et la végétation présente sur le site. Pour un même
592 niveau moyen, il semble également que plus la variation du niveau est importante plus
593 les flux seront fort (lesquels (**Réf needed**)). Des effets de chasse ont également été
594 observés après simulation d'événements pluvieux. La question du niveau de la nappe
595 est donc primordiale et sera explorée dans le chapitre 4.

596 1.2.4 Bilans de C à l'échelle de l'écosystème

597 Si l'étude d'un facteur spécifique, comme l'hydrologie, est nécessaire afin de mieux
598 comprendre son fonctionnement spécifique. L'étude d'un écosystème dans son ensemble
599 l'est tout autant si l'on souhaite intégrer toute sa complexité naturelle. Le fonctionne-

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

600 ment naturel d'une tourbière active tend à piéger du CO₂ atmosphérique dans l'éco-
601 système, dans la tourbe. Ce fonctionnement vient de ce que les entrées de carbone, la
602 PPB, sont plus importantes que les sorties, CO₂, CH₄. Ce déséquilibre entre les flux de
603 carbone, ce bilan, s'il est positif indique que l'écosystème fonctionne comme un puits
604 de carbone, tandis que s'il est négatif il fonctionne comme une source.

605 Par convention, dans ce document les flux (RE, PPB et F_{CH₄}) sont exprimés en
606 valeur absolue afin de faciliter l'étude de leurs variations. Les bilans seront établis
607 en prenant l'écosystème comme référence, le carbone entrant dans l'écosystème est
608 compté positivement et le carbone sortant négativement. Les flux RE et F_{CH₄} seront
609 donc comptés négativement et la PPB positivement. Par la suite l'abréviation PPB et
610 le mot photosynthèse seront employés de façon inter-changeable de même que RE et
611 respiration et se rapportera à ces flux tels que définis dans les encadrés précédents, sauf
612 mention contraire.

613 L'étude de ce bilan dans les tourbières est généralement faite soit en étudiant l'ar-
614 chive tourbeuse, pour un bilan à long terme des années passées, soit par l'étude contem-
615 poraine des flux.

616 **Approche archive et temps long**

617 L'approche permettant de calculer le bilan de carbone passé d'une tourbière à
618 l'aide de son archive tourbeuse consiste à estimer des vitesses d'accumulation de la
619 tourbe en datant des colonnes de tourbe et en mesurant la quantité de carbone qu'elles
620 contiennent. Cette méthode permet d'étudier la fonction puits sur des temps longs (der-
621 niers millénaires) et de lier d'éventuels changements dans les vitesses d'accumulation à
622 des facteurs environnementaux. Elle est souvent décrite à l'aide de l'acronyme anglais
623 LORCA, pour vitesse apparente d'accumulation du carbone à long terme (*LOng-term*
624 *apparent Rate of Carbon Accumulation*). Cette approche conduit généralement à des
625 vitesses d'accumulation comprises entre 10 et 30 gC m⁻² an⁻¹ (Figure 1.10). Ces va-
626 leurs, exprimées dans la même unité que les bilans de carbone contemporains, doivent
627 être comparées avec précaution avec ces derniers. En effet elles comprennent, à l'in-



FIGURE 1.10 – Vitesse apparente d’accumulation du carbone à long terme durant l’Holocène. Les chiffres entre parenthèses représentent le nombre de mesures. Modifié d’après [Yu et al. \(2009\)](#)

verse des bilans contemporains, des milliers d’années de décomposition du carbone en profondeur, et ont donc des vitesses d’accumulation sous-estimées relativement à ces bilans ([Yu et al., 2009](#)). Selon l’échelle temporelle considérée, peut-être serait-il plus judicieux de dire que les bilans contemporains sont sur-estimés.

632 Bilans de carbone contemporains

La seconde approche pour estimer le bilan de carbone d’écosystèmes est d’en estimer les flux actuels de carbone entrant et sortant. Les flux principaux dans le bilan de carbone d’une tourbière ont d’ors et déjà été décrits. Il s’agit de la PPB, de la RE et du flux de CH₄. Cependant d’autres flux existent, notamment le flux de carbone organique dissout (COD), de carbone organique particulaire (COP), de carbone inorganique dissout (CID), de Composés Organiques Volatiles (COV), et de monoxyde de carbone (CO) ([Chapin et al., 2006](#)). Ils seront considérés comme négligeables, à l’exception du COD. On définit donc le Bilan de Carbone Net de l’Écosystème comme :

$$BCNE = \frac{dC}{dt} = \overbrace{PPB - RE}^{ENE} - F_{CH_4} - F_{COD} \quad (1.1)$$

Avec :

- ENE : Échange Net de l’Écosystème
- PPB : Production Primaire Brute



FIGURE 1.11 – Bilan de C dans différentes tourbières (en $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$), en fonction de la température moyenne annuelle dans la littérature. Les couleurs montrent quels flux sont pris en compte dans le bilan, la ligne de tirets sépare les écosystèmes stockant du carbone (au dessus) de ceux libérant du carbone (en dessous).

644 — RE : Respiration de l'Écosystème

645 — F_{CH_4} : Flux de Méthane

646 — F_{COD} : Flux de Carbone Organique Dissout

647 Dans les tourbières, les flux de CO_2 sont généralement les plus importants puis les

648 flux de CH_4 et/ou de COD et enfin les flux de COP ([Worrall et al., 2009; Koehler](#)

649 [et al., 2011](#)). Majoritairement réalisés dans des tourbières de haut-marais, les bilans

650 de carbone présents dans la littérature montrent généralement des écosystèmes dont

651 le bilan de carbone est comprise entre 100 et $-100 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ (Figure 1.11). Si le

652 stockage de carbone ($\text{NECB} > 0$) ne dépasse que peu de ces valeurs, le déstockage

653 ($\text{NECB} < 0$) peut être beaucoup plus important avec des émissions de carbone de

654 plus de $500 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$. Peu de bilans de carbone ont été faits dans les tourbières en

655 dessous de 50° de latitude (le nord de la France approximativement). Le comportement

656 de ces tourbières les plus au sud reste peu connu par rapport à celles situées à des

657 latitudes plus hautes (en Europe) ou dans des climats plus froids (au Canada).

658 1.2.5 Méthodologies, mesures et estimation des flux

659 Mesure des flux de gaz

660 Différentes techniques existent pour estimer les flux de gaz nécessaires pour le calcul
661 de ces bilans. Les méthodes les plus utilisées sont les techniques de chambres et les
662 techniques micro-météorologiques.

663 De façon générale les méthodes de chambre consistent à placer une enceinte, que
664 l'on appelle chambre, sur une zone de l'écosystème dont où souhaite mesurer les flux.
665 Ces chambres peuvent être ouvertes, c'est à dire que la mesure se fait lorsque le gaz
666 à l'intérieur de la chambre est à l'équilibre avec celui à l'extérieur, ou fermées, dans
667 ce cas le gaz à l'intérieur de la chambre n'est pas à l'équilibre avec celui à l'extérieur.
668 Elles peuvent également être dynamiques, lorsqu'un système de pompe, permettant
669 notamment de transporter le gaz jusqu'à l'analyseur, est présent. Ou statique si le
670 système est sans flux artificiel. Trois grandes techniques de chambre existent. D'abord
671 les chambres **dynamiques ouvertes** qui se basent sur un état d'équilibre et mesurent
672 une différence de concentration d'un gaz dont une partie passe par la chambre et l'autre
673 non. Cette méthode nécessite un système de pompe et donc le passage d'un flux. Ensuite
674 les chambres **dynamiques fermées** qui mesurent l'évolution de la concentration du
675 gaz au sein de la chambre à l'aide d'un système de pompe permettant l'envoi du
676 gaz dans un analyseur externe. Enfin les chambres **statiques fermées** qui mesurent
677 également l'évolution de la concentration du gaz au sein de la chambre sans qu'un
678 système de pompe ne soit présent. Dans ce cas soit l'analyseur est présent dans la
679 chambre, soit des prélèvements sont faits à intervalles réguliers puis analysés par la
680 suite en chromatographie gazeuse.

681 Il faut noter que les dénominations anglaises de ces méthodes doivent faire l'objet
682 d'une attention particulière. *Closed chamber* par exemple est parfois utilisé pour se
683 référer à l'état ou non d'équilibre, comme défini dans ce document, mais parfois égale-
684 ment pour désigner les méthodes de chambre sans système de flux ce qui peut prêter
685 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* (Lavingston et Hutchinson, 1995).

Ces différentes méthodes ont divers avantages et inconvénients : les systèmes sans circulation d'air sont généralement plus facile à transporter et à utiliser sur le terrain. L'ensemble des méthodes de chambres fermées ont, par principe, une variation des concentrations en gaz qui, si elle est très importante, peut perturber le gradient de diffusion du gaz. Malgré tout 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 micro-météorologiques, basées sur l'étude des flux turbulents en analysant à haute fréquence la vitesse et la direction du vent. Ces méthodes sont souvent appelées *Eddy Covariance* ou *Eddy Correlation*. Elles sont beaucoup plus onéreuses et lourdes à mettre en place mais permettent une acquisition haute fréquence des flux de gaz. Ces méthodes sont complémentaires des mesures de chambre, en effet les mesures faites par *Eddy Covariance* se font sur une zone plus grande que celles mesurées à l'aide de chambres. La variabilité spatiale est donc intégrée dans la mesure, ce qui peut être un avantage comme un inconvénient. La grande majorité des bilans pluriannuels sont faits à l'aide de cette méthode.

705 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). Différentes équations reliant la respiration à la température sont utilisées (Fang et Moncrieff, 2001). Le niveau de la nappe est parfois pris en compte (Strack et Zuback, 2013; Munir *et al.*, 2015), plus rarement la végétation (Bortoluzzi

714 *et al.*, 2006; Karki *et al.*, 2015).

715 L'estimation de la PPB est indirecte car très difficile à mesurer de façon directe
716 à l'échelle d'un écosystème. Elle est donc déduite à partir d'autres mesures : Celles
717 de l'ENE pour les méthodes micro-météorologiques qui utilisent l'ENE mesurée la nuit
718 pour estimer la RE et en déduire la PPB. Celles de l'ENE et de la RE pour les méthodes
719 de chambre qui le permettent, ce qui permet là encore de déduire l'ENE.

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

723 1.3 Objectifs du travail

724 Dans ce contexte les objectifs de ce travail sont donc (i) de caractériser la varia-
725 bilité spatio-temporelle des flux et d'établir le bilan de carbone de la tourbière de La
726 Guette, (ii) de préciser l'effet du niveau de la nappe sur les émissions lors de cycles
727 de dessiccations réhumectation. Pour ce faire une approche axée sur l'observation et
728 l'expérimentation a été mise en oeuvre :

- 729 — Dans un premier temps, a été mis en place un suivi sur la tourbière de La
730 Guette permettant d'évaluer les flux et d'étudier leurs variations saisonnières et
731 spatiales sur l'ensemble de l'écosystème. Ces estimations de flux ont ensuite pu
732 être utilisées afin d'estimer le bilan de carbone de la tourbière.
- 733 — Dans un second temps, à travers des expérimentations en mésocosmes et sur le
734 terrain, l'effet du niveau de la nappe sur les flux de GES a été exploré, particu-
735 lièrement lors de cycles de dessiccation-réhumectations.
- 736 — Enfin un suivi des flux à haute fréquence sur plusieurs tourbières a été réalisé
737 afin de déterminer les éventuelles différences de sensibilité des émissions de CO₂
738 entre le jour et la nuit et de tester à cette échelle une méthode d'estimation de
739 la RE basée sur la synchronisation entre les signaux de flux et de température.

⁷⁴⁰ 2 Sites d'études et méthodologies employées

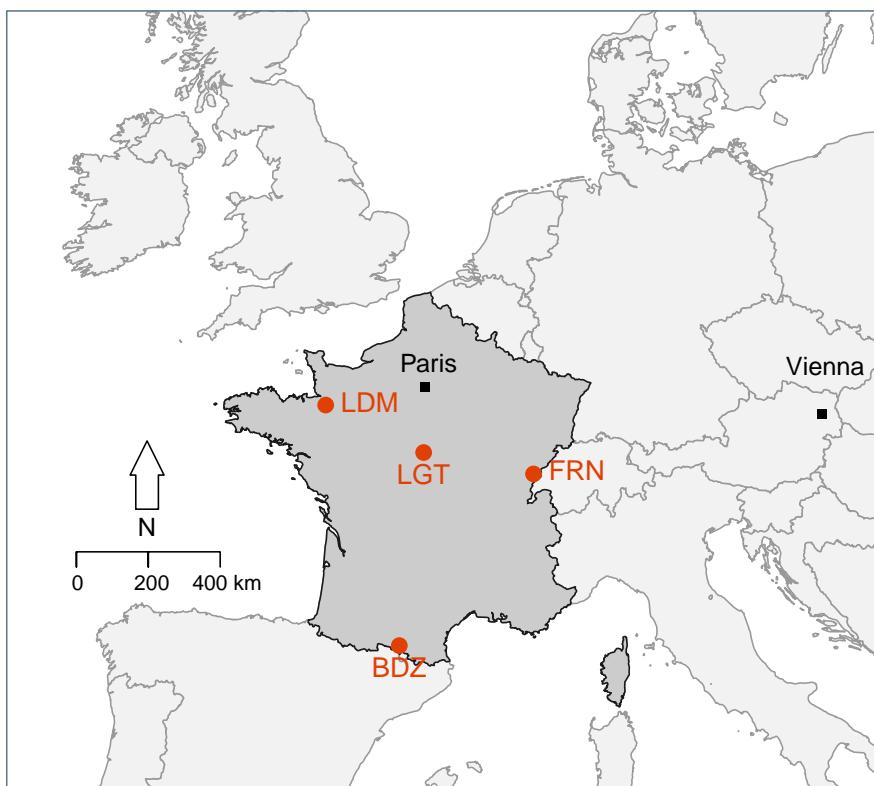
⁷⁴¹

⁷⁴²	2.1 Présentation de la tourbière de La Guette	42
⁷⁴³		
⁷⁴⁴	2.2 Autres sites du service national d'observation	47
⁷⁴⁵		
⁷⁴⁶	2.3 Mesures de flux de gaz	48
⁷⁴⁷	2.3.1 Les mesures de CO ₂	48
⁷⁴⁸	2.3.2 Les mesures de CH ₄	51
⁷⁴⁹	2.3.3 Le calcul des flux	52
⁷⁵⁰	2.4 Facteurs contrôlants	53
⁷⁵¹	2.4.1 acquisitions automatisées	53
⁷⁵²	2.4.2 acquisitions manuelles	54

⁷⁵³

754 2.1 Présentation de la tourbière de La Guette

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



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

FIGURE 2.1 – Site d'études SNOT

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

766 est de 80 cm avec des maximums locaux atteignant 180 cm. La tourbière de La Guette
767 est probablement topogène, formée par l'accumulation d'eau de pluie dans une cuvette
768 imperméabilisée par une couche d'argile issue d'alluvions de la rivière du même nom
769 (La Guette) (**Réf needed**). Les précipitations annuelles moyennes sur le site sont de
770 880 mm et les températures moyenne annuelle de 11 °C. L'eau du site à une conductivité
771 généralement inférieure à $80 \mu\text{S m}^{-2}$ et un pH compris entre 4 et 5. Ces caractéristiques
772 classe la tourbière parmi les tourbières minérotropes pauvres en nutriments (*poor fen*).
773 Les datations effectuées sur le site permettent de dire que les premiers dépôts tourbeux
774 remontent à environ 5 à 6000 ans.

775 Le site a subi un certain nombre de perturbations au cours de son existence. D'abord
776 la construction, avant 1945, d'une route, la D 926 , qui coupe l'extrémité sud de la
777 tourbière favorisant son drainage. Le site a également subi un incendie en 1976. En
778 1979 des pins noirs (*Pinus nigra*) sont plantés au nord du site. Enfin 2008 le récurage
779 du fossé de drainage bordant la route semble entraîner une augmentation significative
780 des pertes d'eau du système.

781 Ces perturbations, ou au moins une partie d'entre elles, ont probablement favorisé
782 l'envahissement du site par une végétation vasculaire, notamment arborée et composée
783 de pins (*Pinus sylvestris*) et de bouleaux (*Betula verrucosa* et *pubescens*). [Viel et al.](#)
784 ([2015](#)) a pu calculé, grâce à l'étude de photos aérienne, la vitesse de fermeture du site,
785 entre 1945 et 2010, estimée à $2020 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$ avant l'incendie de 1976 et à $3469 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$
786 après. La tourbière est également envahie de façon importante par la molinie bleue
787 (*Molinia caerulea*) de la famille des *Poaceae* (Figure [2.3c](#)). Leur présence favorisant la
788 dégradation des matières organiques ([Gogo et al., 2011](#)). Sont également présentes sur
789 le site un certain nombre d'espèces caractéristiques des tourbières comme les sphaignes,
790 principalement *Sphagnum cuspidatum* et *Sphagnum rubellum*, qui forment des tapis.
791 Un tapis de sphaignes en cours de formation est visible sur la photo [2.3a](#). Sur cette
792 même photo sont également visible des Linaigrettes à feuilles étroites (*Eriophorum*
793 *augustifolium*), une plante de la famille des *Cyperaceae* caractéristique des marais et
794 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

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

803 Au cours des dernières années, les précipitations sont relativement différentes avec
804 deux années plus sèches que la moyenne avant 2013 et deux années plus humides en
805 2013 et 2014 (Figure 2.4). On observe également cette dualité vis-à-vis du niveau de
806 la nappe. Avant 2013 les étés sont marqués par des étiages importants avec des baisses
807 du niveau de nappe allant jusqu'à -60 cm en 2012 (Figure 2.5). Après 2013, les étiages
808 sont beaucoup moins importants sur le site (Figure 2.6). Les variations inter-annuelles



(a) *Sphagnum – Eriophorum angustifolium*



(b) *Erica tetralix – Molinia caerulea*



(c) *Molinia caerulea*

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

2.1. Présentation de la tourbière de La Guette



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



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



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

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

813 2.2 Autres sites du service national d'obser- 814 vation

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

2.3. Mesures de flux de gaz

823 Au sein du SNOT et à travers les différentes expérimentations et observations réalisées sur les sites, de nombreuses mesures ont été effectuées : des mesures de CO₂ et de CH₄ ainsi que d'un certain nombre de facteurs contrôlant. Les méthodologies utilisées de façon transverse aux différentes expérimentations sont décrites ci-après, celles plus spécifiques le seront dans le chapitre qui les concerne.

828 2.3 Mesures de flux de gaz

829 2.3.1 Les mesures de CO₂

830 Toutes les mesures de flux de CO₂ présentées par la suite ont été faite avec les mêmes matériels et le même protocole. Les chambres utilisées sont en plexiglass et ont été conçue (LPC2E) et fabriquées (ISTO) au CNRS. Ce sont des chambres transparentes, cylindriques, de 30 cm de diamètre pour 30 cm de hauteur. Les mesures de concentration en CO₂ à proprement parler ont été faite à l'aide d'une sonde Vaisala CARBOCAP® GMP 343. La sonde est directement insérée dans la chambre ainsi qu'une sonde Vaisala HUMICAP® HMP 75 mesurant d'humidité et la température dans la chambre (Figures 2.7, photographies).

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

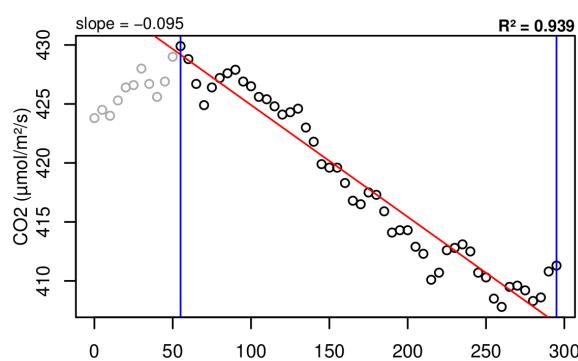
843 La méthode mise en œuvre est celle de la chambre statique fermée, aucun système de pompe n'est donc utilisé. Ceci permet d'avoir un système de mesure relativement léger, facilement transportable et permettant une mise en oeuvre sur l'ensemble du site d'étude. Une mesure se déroule de la façon suivante : La chambre est posée sur l'embase, l'analyseur de CO₂, et la sonde humidité/température sont insérées à l'intérieur de cette dernière. Un ventilateur de faible puissance est également positionné à

l'intérieur de la chambre au préalable afin d'homogénéiser l'air. 1 à 3 min de stabilisation sont nécessaires après la pose de la chambre afin d'éviter les effets pouvant y être liés le plus souvent la perturbation d'un gradient de concentration. L'enregistrement est ensuite lancé, les données (concentration en CO₂, température, humidité) sont acquises toutes les 5 s pendant 5 min. La mesure se déroule donc sur une période de temps relativement courte afin de minimiser les perturbations possibles et de s'éloigner des conditions naturelles extérieures. Dans ce but les mesures ont parfois été manuellement raccourcies, 2 à 3 min d'acquisition, si une pente claire se dégageait rapidement. Ceci notamment lorsque les conditions météorologiques, chaudes et ensoleillées, laissaient supposer une différence importante vis-à-vis des conditions extérieures. Généralement, deux acquisitions de CO₂ sont faites à la suite sur une même embase. La première, avec la chambre transparente nue, permettant l'enregistrement de l'ENE (Figure 2.7-a). La seconde avec la chambre recouverte d'une chaussette de tissu occultant, isolant la chambre de la lumière, permettant d'interrompre la photosynthèse et donc d'enregistrer les respirations (RE) (Figure 2.7-b).

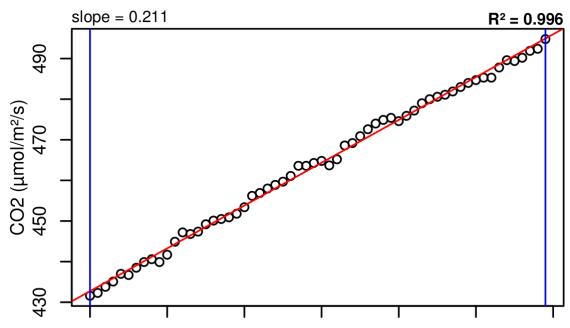
De nombreux écueils peuvent rendre une mesure inexploitables. D'abord le placement de la chambre, cela peut sembler trivial mais positionner la chambre au milieu d'herbacées et de bruyères n'est pas toujours évident. Plus anecdotiquement des sphagnes gelées, recouvrant les bords de l'embase rendent la pose de la chambre difficile voire impossible. Enfin selon l'heure de la journée des gradients de concentrations peuvent être présent et augmenter localement les concentrations de CO₂ de façon importante allant jusqu'à saturer la sonde.

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

2.3. Mesures de flux de gaz



(a) Mesure de l'échange net de l'écosystème



(b) Mesure de la respiration de l'écosystème

FIGURE 2.7 – Mesures de CO₂



FIGURE 2.8 – SPIRIT

878 2.3.2 Les mesures de CH₄

879 Les mesures de CH₄ ont été réalisée avec une chambre aux caractéristiques similaires
 880 à celles utilisées pour les mesures de CO₂ à l'exception de l'interface avec l'analyseur. En
 881 effet la taille de ce dernier ne permettait pas de l'insérer directement dans la chambre
 882 comme l'analyseur de CO₂. La méthode de la chambre dynamique fermée a donc été
 883 utilisée pour réaliser ces mesures, elle diffère donc légèrement de celle utilisée pour le
 884 CO₂ puisqu'elle nécessite la mise en oeuvre d'un système de pompe pour transporter
 885 le gaz jusqu'à l'analyseur. L'instrument utilisé pour analyser la concentration en CH₄
 886 est le SPIRIT (SPectromètre Infra Rouge In-situ Troposphérique) (Figure 2.8).

887 Le SPIRIT est un spectromètre infra-rouge développé par le LPC2E. La spectro-
 888 métrie infra-rouge se base sur la mesure de l'absorption d'un rayonnement infrarouge
 889 par des molécules. Pour une molécule, cette absorption est variable selon les longueurs
 890 d'ondes permettant de la caractériser, son intensité étant fonction de la concentration
 891 (Loi de Beer-Lambert) Cet instrument profite de l'expertise acquise par le laboratoire

2.3. Mesures de flux de gaz

892 dans le domaine de la métrologie infra-rouge, notamment avec le développement de son
893 ancêtre le SPIRALE (SPectroscopie Infra Rouge par Absorption de Lasers Embarqués).
894 Plus petit et plus léger (100 kg), le SPIRIT a été développé en différentes versions,
895 fonction des usages. Il existe actuellement une version sol et une version avion de
896 l'appareil. Les capacités du SPIRIT sont principalement liées à deux éléments. Pre-
897 mièrement l'invention d'une cellule à réflexion multiple par le LPC2E ([Robert, 2007](#)),
898 permettant d'adapter facilement la longueur du parcours optique en fonction de la
899 concentration des gaz à mesurer. Deuxièmement l'utilisation de lasers à cascades quan-
900 tique (QCL), dont la puissance permet d'augmenter le nombre de réflexion et la sen-
901 sibilité des mesures d'absorption. Les QCL installés émettent séquentiellement dans
902 le moyen infra-rouge (2,5 à 25 μm), dans une gamme spécifique aux espèces que l'on
903 souhaite mesurer. Ce choix est dicté par l'absorbance à ces longueurs d'ondes d'un
904 grand nombre d'espèces d'intérêt et l'intensité importante de leurs raies d'absorption.
905 Après son émission, le laser est divisé en deux : La première partie traverse une cellule
906 de référence, contenant un gaz de concentration connue. La seconde partie traverse une
907 cellule de mesure, contenant le gaz à mesurer. Les deux parties du laser débouchent
908 finalement sur les détecteurs. Le spectre d'absorption est divisé par le spectre de réfé-
909 rence, ce qui permet de conserver uniquement le signal lié à l'absorption moléculaire. Ce
910 spectre est ensuite comparé à un spectre simulé afin de déterminer les concentrations en
911 gaz. Le fonctionnement détaillé du SPIRIT-sol est décrit dans [Guimbaud *et al.* \(2011\)](#).

912 2.3.3 Le calcul des flux

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

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

915 Avec :

916 F : le flux en μmol m⁻² s⁻¹

- 917 X : la concentration en gaz mesuré en $\mu\text{mol mol}^{-1}$
918 P : la pression atmosphérique en $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$
919 R : la constante des gaz parfait en $\text{kg m}^2 \text{s}^{-2} \text{mol}^{-1} \text{K}^{-1}$
920 T : la température dans la chambre en K
921 V : le volume de la chambre en m^3
922 S : la surface occupée par l'embase en m^2

923 2.4 Facteurs contrôlants

924 En plus des mesures de flux de gaz, des variables environnementales ont été paral-
925 lèlement mesurées. La description des techniques et matériels communs aux différentes
926 expérimentations utilisées est développée ci-dessous. Cependant leur mise en œuvre ou
927 caractéristiques spécifiques, comme la fréquence des mesures, sera décrite individuelle-
928 ment au niveau des parties détaillant chacune des expérimentations.

929 2.4.1 acquisitions automatisées

930 Un certain nombre de variables environnementales ont été acquises automatique-
931 ment à l'aide d'une station d'acquisition Campbell®. Cette station a été installée au
932 centre de la tourbière de La Guette en 2008 (Figure 2.2). Jusqu'au 20 février 2014
933 l'acquisition des variables s'est effectuée à une fréquence horaire. Depuis cette date la
934 fréquence d'acquisition a été augmentée à une demie heure. Les paramètres enregistrés
935 sont la pression atmosphérique, l'humidité relative de l'air, la pluviométrie, l'irradia-
936 tion solaire, la vitesse et la direction du vent. Cette même station a également permis
937 l'acquisition de la température de l'air et de la tourbe à -5, -10, -20 et -40 cm.
938 Installées à la même époque, quatre sondes de mesure du niveau de la nappe d'eau
939 permettent le suivi du niveau de la nappe dans la tourbière.

2.4.2 acquisitions manuelles

940 Les variables acquises manuellement, spécifiques à chaque expérimentation, seront
942 détaillées dans leurs chapitres respectifs

⁹⁴³ 3 Bilan de C de la tourbière de La Guette

⁹⁴⁴

⁹⁴⁵	3.1 Introduction	⁹⁴⁶ 56
⁹⁴⁷	3.2 Procédure expérimentale et analytique	⁹⁴⁷ 57
⁹⁴⁸	3.2.1 Méthodes de mesures	⁹⁴⁸ 57
⁹⁴⁹	3.2.2 Modélisation du bilan de C	⁹⁴⁹ 59
⁹⁵⁰	3.2.3 Estimation de l'erreur associée aux flux et aux bilans	⁹⁵⁰ 63
⁹⁵¹	3.3 Résultats	⁹⁵¹ 64
⁹⁵²	3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tourbière	⁹⁵²
⁹⁵³	de La Guette	⁹⁵³ 64
⁹⁵⁴	3.3.2 Sélection des modèles	⁹⁵⁴ 72
⁹⁵⁵	3.3.3 Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle	⁹⁵⁵
⁹⁵⁶	de l'écosystème	⁹⁵⁶ 80
⁹⁵⁷	3.3.4 Variabilité spatiale du bilan	⁹⁵⁷ 83
⁹⁵⁸	3.4 Discussion	⁹⁵⁸ 88
⁹⁵⁹	3.4.1 Estimations des flux	⁹⁵⁹ 88
⁹⁶⁰	3.4.2 Estimations du bilan net de l'écosystème	⁹⁶⁰ 91
⁹⁶¹	3.4.3 Sensibilité et limitations du bilan	⁹⁶¹ 92
⁹⁶²	3.4.4 Bilan de CO ₂ et végétation	⁹⁶² 93
⁹⁶³	3.4.5 Variabilité du recouvrement végétal	⁹⁶³ 93
⁹⁶⁴	3.4.6 Représentativité locale du modèle	⁹⁶⁴ 94
⁹⁶⁵	3.4.7 perspectives	⁹⁶⁵ 94
⁹⁶⁶		
⁹⁶⁷		

968 3.1 Introduction

969 La majorité des écosystèmes tourbeux pour lesquels un bilan de carbone a été es-
970 timé, se situe sous les hautes latitudes de l'hémisphère nord comme par exemple en
971 Suède ([Waddington et Roulet, 2000; Peichl et al., 2014](#)), en Finlande ([Alm et al., 1997](#)),
972 au Canada ([Trudeau et al., 2014](#)). Les tourbières situées plus au sud ont fait l'objet de
973 rare estimation de bilan (e.g. tourbière du Jura français par [Bortoluzzi et al. \(2006\)](#)).
974 L'étude de ces écosystèmes présent à la limite sud de leur extension est importante car
975 ils expérimentent des conditions plus extrêmes que les autres qui sans être identiques,
976 peuvent se rapprocher de celles que subiront d'autres écosystèmes tourbeux suite au
977 réchauffement climatique. Par ailleurs, concernant la tourbière de La Guette, ce site est
978 représentatif d'une grande partie des tourbières dans les perturbations qu'elle subie :
979 son drainage et son envahissement par une végétation vasculaire (Les caractéristiques
980 du site sont détaillées dans le chapitre [2](#)). Le premier objectif de ce chapitre est donc
981 d'établir le bilan de C de la tourbière de La Guette. Le second objectif est de caractériser
982 la variabilité spatiale de ces flux de GES à travers ce bilan de C. En effet les tourbières
983 sont des écosystèmes avec des conditions environnementales qui peuvent varier dans
984 l'espace. Par exemple le niveau de la nappe, à cause de variation micro-topographique
985 peut être plus ou moins élevé, immerger la surface du sol avec des zones d'eau libre ou
986 au contraire être quelques dizaines de centimètres sous la surface du sol. Conséquence
987 de ces variations, ces micro-environnements abritent des communautés végétales et mi-
988 crobiennes différentes. Finalement ces conditions environnementales contrôlant les flux,
989 ceux-ci varient également. Estimer ces variations est donc nécessaire afin de préciser
990 dans quelle mesure elles influent sur le bilan de C.



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

991 3.2 Procédure expérimentale et analytique

992 3.2.1 Méthodes de mesures

993 Mesures de flux de gaz

994 Les mesures des flux de CO₂ et de CH₄ ont été effectuées en utilisant la méthode
 995 décrite dans la partie 2.3. En juin 2011, 20 placettes ont été installées¹ selon un échan-
 996 tillonnage aléatoire stratifié : La surface de la tourbière a été divisée selon une grille de
 997 20 mailles et un point choisi aléatoirement dans chaque maille localise chaque placette.
 998 La taille de la maille a été ajustée de manière à avoir vingt 20 carrés sur la surface de
 999 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

étant assuré d'avoir une représentativité spatiale du site homogène. Les placettes, délimitées par des piquets, occupaient une surface de 4 m² (2×2 m), à l'intérieur de laquelle ont été installé de façon permanente un piézomètre et une embase permettant la mesure des flux de gaz (Les embases sont décrites dans le chapitre 2, partie 2.3.1). Usuellement les placettes sont séparées en groupes micro-topographiques (Figure 1.3), avec des embases positionnées sur les buttes (*hummock*), les trous (*hollows*) et les zones d'eau libre (*pool*) (Alm *et al.*, 1997; Waddington et Roulet, 2000). Ou encore selon différent traitements, réhabilité/non réhabilité, exploité/non exploité, manipulé/non manipulé (Bortoluzzi *et al.*, 2006; Strack et Zuback, 2013). Ceci a l'avantage de permettre une distinction fine des capacités sources/puits mais a l'inconvénient du placement proche des embases les unes des autres limitant la représentativité spatiale des mesures. Elles peuvent également être séparées en zone dans la tourbière, haut-marais *versus* bas-marais, ou réhabilité *versus* non-réhabilité. Afin de gagner en représentativité spatiale, la taille du site le permettant, il a donc été décidé de positionner des placettes sur l'ensemble du site.

Les flux de CO₂ et de CH₄ sont mesurés. Des tests effectués sur la tourbière ayant montré des émissions nulles de N₂O, ce gaz n'a pas été étudié. Les mesures de CO₂ ont été effectuées de mars 2013 à février 2015, avec une fréquence quasiment mensuelle (20 campagnes, pour 24 mois de mesures). Les mesures de CH₄ ont été effectuées avec une fréquence et sur un nombre d'embases inférieur (12 campagnes, 5 embases). Ceci a été déterminé par la difficulté de déploiement *in-situ* de l'instrument SPIRIT. Il est lourd, difficilement transportable dans un milieu tourbeux et nécessite entre chaque déplacement un temps de mise en marche/arrêt important : plus de 30 min.

Les facteurs contrôlant mesurés manuellement sont la pression atmosphérique, le rayonnement photosynthétique actif (*photosynthetically active radiation*, PAR), les températures du sol à différentes profondeurs, la végétation (pourcentage de recouvrement), le niveau de la nappe d'eau. Des prélèvements d'eau ont été effectués chaque mois pour mesurer le pH et la conductivité (mesures effectuées sur le terrain après les mesures de flux). Les échantillons ont été congelés pour la mesure ultérieure de la concentration

en carbone organique dissout. Les mesures de recouvrement de la végétation ont été sommées par strate végétale. On utilisera donc RSM, RSA, RSH pour distinguer les recouvrements respectif de la strate muscinale (*Sphagnum spp.*), arbustive (*Erica tetralix* et *Calluna vulgaris*), et herbacée (*Molinia caerulea* et *Eriophorum angustifolium*). Un indice de végétation, représentant la quantité de végétation présente dans une embase est également calculé de la façon suivante :

$$IV = \frac{RSM + RSA + RSH}{\sum Rmax} \quad (3.1)$$

Avec :

— $\sum R_{max}$ La somme des recouvrements maximum par strates.

L'ensemble de ces mesures nécessitant d'accéder aux placettes régulièrement, des planches de bois ont été utilisées comme pontons mobiles pour limiter les perturbations. La dispersion des placettes sur l'ensemble du site a rendu impossible une installation plus permanente.

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

3.2.2 Modélisation du bilan de C

Estimation du bilan et variabilité temporelle

Pour estimer le bilan de carbone du site il est nécessaire d'établir des modèles reliant des flux mesurés ponctuellement avec des variables explicatives mesurées à haute fréquence (e.g. relation entre la respiration de l'écosystème et la température de l'air). Ces relations empiriques permettront d'interpoler les données acquises mensuellement sur l'ensemble des deux années de mesure et de reconstituer ainsi une chronique de flux dont l'intégration dans le temps permettra d'estimer une quantité sur l'année. Pour établir ces modèles empiriques les données acquises ont été moyennées par campagne

3.2. Procédure expérimentale et analytique

1054 de mesure. Ceci permettant, dans un premier temps, de s'affranchir de la variabilité
1055 spatiale des flux pour se concentrer sur la variabilité temporelle. Les relations entre
1056 flux et facteurs contrôlant ont ensuite été étudiées deux à deux.

1057 La RE, et l'ENE sont mesurés directement sur le terrain. Cependant afin d'établir
1058 le bilan de C tout en gardant une discrimination entre flux d'entrée et de sortie la RE et
1059 la PPB (obtenue grâce à l'équation $PPB = ENE - RE$) ont été modélisé séparément.
1060 Les flux en phase gazeuse ont été modélisés en partant d'équations usuellement utilisées
1061 et dans lesquelles la température est le facteur contrôlant majeur. Puis les résidus² de
1062 ces modèles de base ont ensuite été étudiés en fonction des facteurs de contrôle restant.
1063 Dans le cas où une tendance est visible, le facteur est intégré.

1064 Les modèles ont été comparés avec différents indicateurs : Le coefficient de dé-
1065 terminaison (R^2), l'erreur standard normalisée (*Normalised Root Mean Square Error*,
1066 NRMSE) et le critère d'information d'Akaike (*Akaike Information Criterion*, AIC). Le
1067 R^2 est utilisé comme indicateur de la proportion de la variabilité des données expliquée
1068 par le modèle, sa valeur est comprise entre 0 et 1. La RMSE et sa normalisation par la
1069 moyenne NRMSE sont utilisés comme indicateur de l'écart entre les données mesurées
1070 et les données modélisées. L'AIC permet de déterminer la pertinence de l'ajout d'un
1071 paramètre sur la représentation des données par le modèle.

1072 La température a été choisie comme base de départ à la construction des modèles
1073 de RE et PPBsat, à la fois car c'est le facteur de contrôle le plus souvent invoqué et à
1074 la fois car les corrélations avec les flux étaient les plus forte. Concernant la respiration
1075 de l'écosystème, les températures utilisées dans la littérature sont variables. La tem-
1076 pérature la plus utilisée est la température du sol à -5 cm (Ballantyne *et al.*, 2014).
1077 La température de l'air et la température du sol à -10 cm sont aussi régulièrement
1078 utilisées (Bortoluzzi *et al.*, 2006; Kim et Verma, 1992). Cette profondeur, -5 cm, est
1079 régulièrement utilisée car c'est dans la tourbe, proche de la surface que la respiration
1080 du sol est la plus importante. (**Réf needed**) C'est également à des profondeurs rela-
1081 tivement faibles que se situent la majorité des racines (**Réf needed**). La respiration

2. Valeurs moyennes - Valeurs moyennes estimées

liée aux racines (autotrophe et hétérotrophe stimulée par les exsudats racinaires) peut contribuer à la respiration de l'écosystème pour 35 à 60 % (Silvola *et al.*, 1996; Crow et Wieder, 2005). La RE est estimée directement à partir des données acquises moyennées en partant de la température connue pour contrôler une grande partie de ce flux. Les modèles les plus fréquemment utilisés (linéaire, exponentiel, arrhénius) ont été testés.

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

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

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

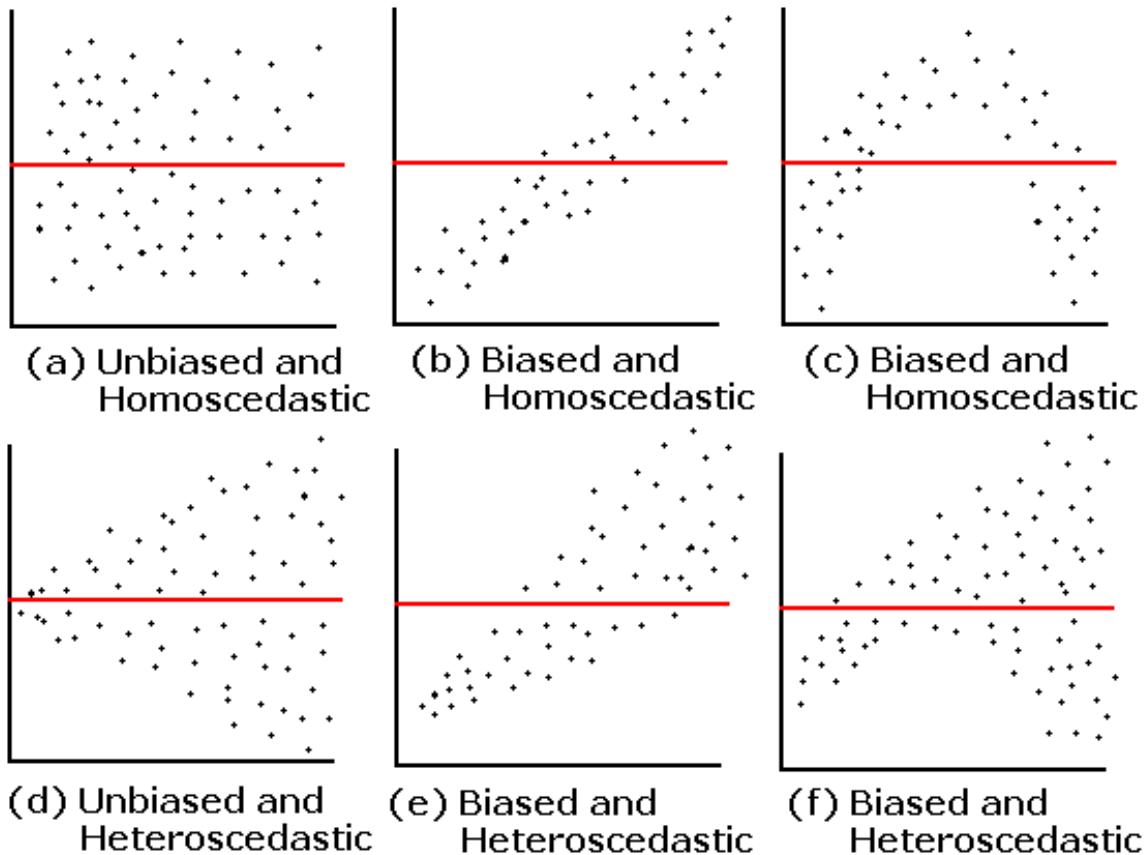


FIGURE 3.2 – Cas idéaux de distribution des résidus (source ?)

1111 sont par la suite exprimés en gC m^{-2} par période de temps (souvent l'année).

1112 Étude de la variabilité spatiale

1113 Deux approches ont été testées afin de caractériser la variabilité spatiale des flux et
 1114 du bilan. La première consiste à calibrer par placette les modèles sélectionnés lors de la
 1115 modélisation à l'échelle de l'écosystème. Cette opération permet ainsi calculer des flux
 1116 par placette et éventuellement un bilan. L'inconvénient de cette méthode étant le faible
 1117 nombre de points permettant la calibration des modèles conduisant éventuellement à
 1118 une forte erreur sur l'estimation des paramètres voire à la non convergence des modèles.
 1119 La seconde approche permet de palier en partie à ce souci en calibrant les modèles à
 1120 partir de groupes de placettes. Ces ensembles de placette ont été fait en regroupant
 1121 les placettes ayant la composition végétale la plus proche. Ce choix se justifie par
 1122 le fait que la végétation joue un rôle important tout en étant délicate à prendre en
 1123 compte. La température, plus facile à mesurer et le niveau de la nappe, qui n'a que

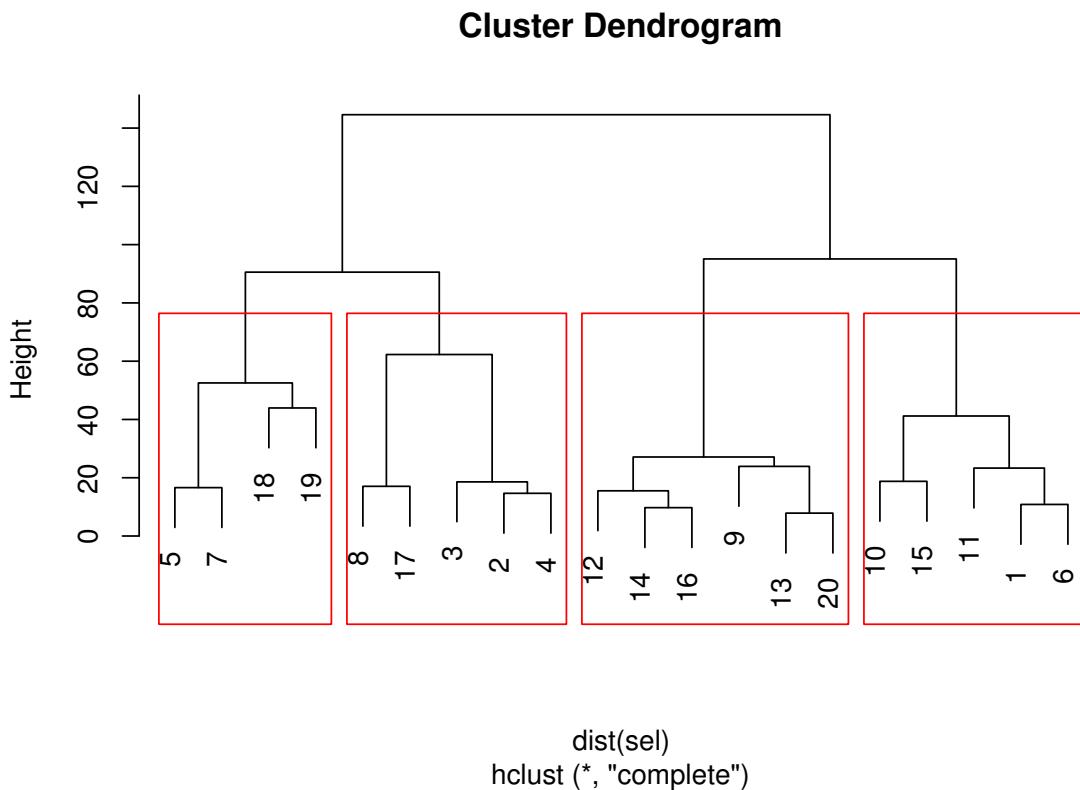


FIGURE 3.3 – Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinales, herbacées et arbustives)

1124 peu varié, semblait des choix moins pertinent. Le partitionnement à été faite via une
 1125 classification hiérarchique ascendante. C'est une méthode déterministe qui consiste,
 1126 à partir de l'ensemble des individus (ici nos différentes placettes de mesure), de les
 1127 regrouper en classes de plus en plus grande. Les points sont regroupés par similarité,
 1128 les deux points les plus proches sont fusionnés, puis les deux suivants et ce jusqu'à
 1129 ce qu'il ne reste qu'une seule classe. Cette classification est généralement représentée
 1130 par un dendrogramme, elle a été appliquée sur les recouvrements végétaux mesurés et
 1131 permet de distinguer quatre groupes (Figure 3.3).

1132 3.2.3 Estimation de l'erreur associée aux flux et aux bilans

1133 Pour chaque flux, l'erreur sur le bilan annuel est calculé en multipliant ce flux par
 1134 l'erreur quadratique normalisée, calculée lors de la calibration. Pour les bilans, l'erreur
 1135 associée est calculée comme la somme des erreurs associées aux flux composant le

3.3. Résultats

bilan. Chacune de ces erreur étant pondérée par leur importance relative par rapport à la somme, en valeur absolue des flux (Waddington et Roulet, 2000).

$$E_{(bilan)} = (\chi_{PPB} \times NRMSE_{PPB}) + (\chi_{RE} \times NRMSE_{RE})(\chi_{F_{CH_4}} \times NRMSE_{F_{CH_4}}) \quad (3.2)$$

Avec :

- $E_{(bilan)}$ l'erreur associée au bilan
- χ_{flux} la fraction du flux par rapport à la somme en valeurs absolue de tous les flux compris dans le bilan
- $NRMSE_{flux}$ l'erreur quadratique associée au flux

Ces erreurs ne sont qu'une part de l'erreur totale qui devrait être associée à ces flux. Elle ne considère par exemple pas les erreurs aléatoires et systématiques liées aux mesures.

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

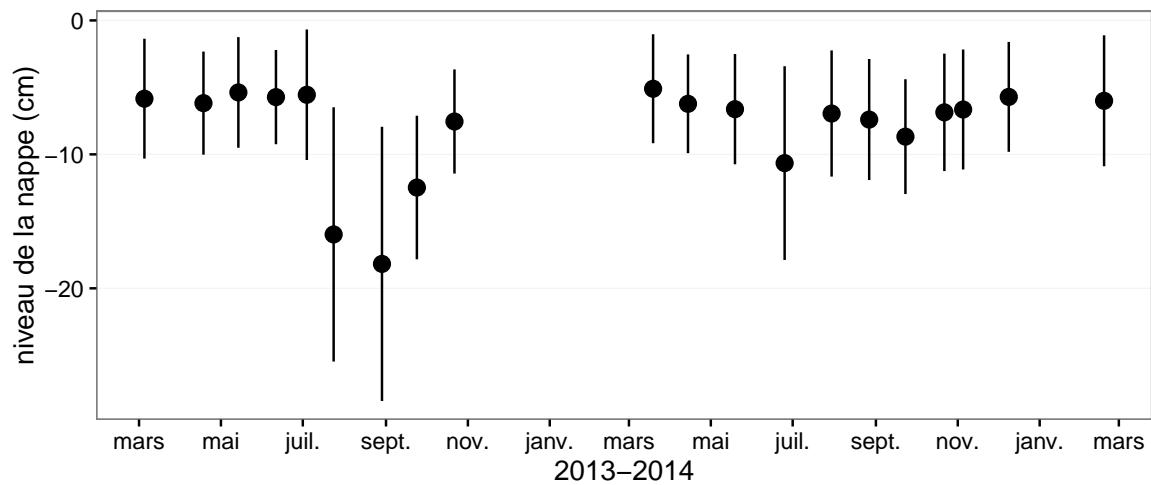


FIGURE 3.4 – Évolution du niveau de la nappe moyen des 20 embases mesuré pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

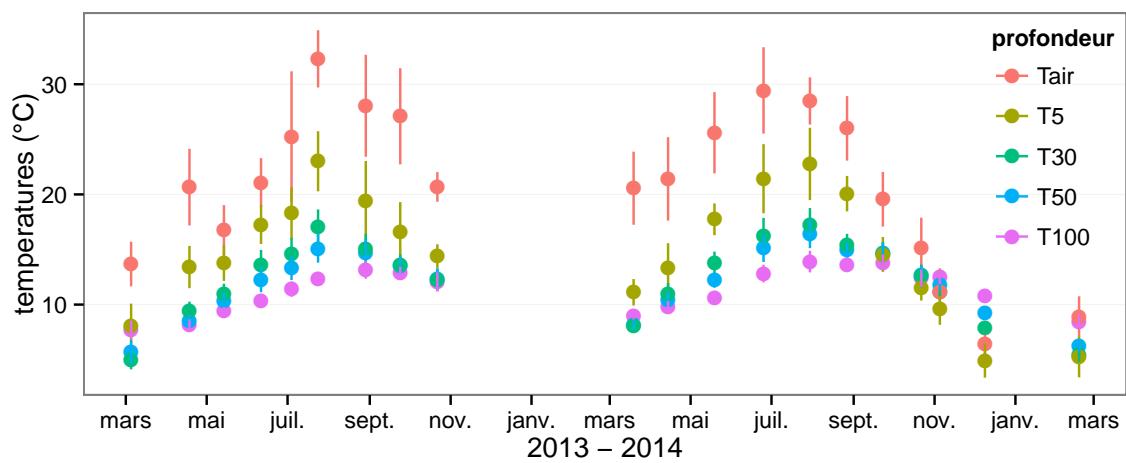


FIGURE 3.5 – Évolution des températures de l'air (Tair) et du sol à -5 , -30 , -50 et -100 cm (T5, T30, T50 et T100 respectivement) moyenne mesurée lors des campagnes de terrain de mars 2013 à février 2015

3.3. Résultats

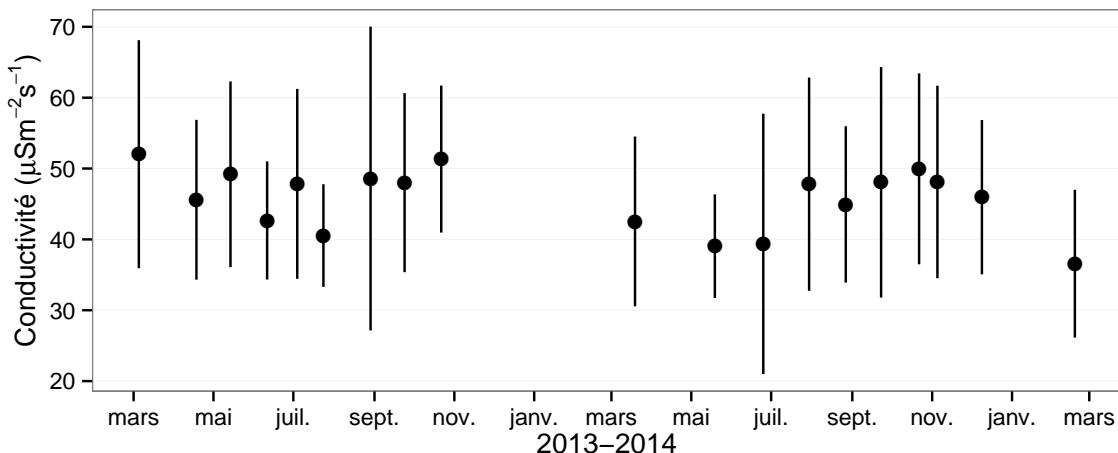


FIGURE 3.6 – Évolution de la conductivité pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

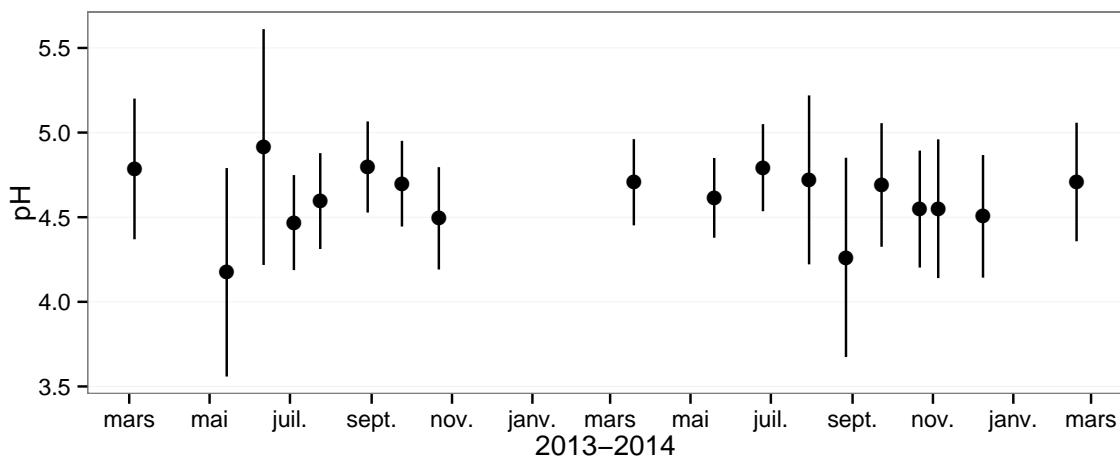


FIGURE 3.7 – Évolution du pH pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

1157 cohérente avec celle mesurées par la station météo. La variabilité saisonnière de la
 1158 température est également visible dans le sol avec cependant un amortissement et une
 1159 diminution de la variabilité avec la profondeur (figure 3.5)

1160 La conductivité moyenne mesurée sur le site varie entre 35 and 55 $\mu\text{Sm}^{-2}\text{s}^{-1}$ (fi-
 1161 gure 3.6).

1162 En moyenne le pH mesuré sur la tourbière de La Guette est compris entre 4 et 5
 1163 (figure 3.7). Ces valeurs sont cohérentes avec la classification en *poor-fen* du site .

1164 La concentration en carbone organique dissout présente dans l'eau de la tourbière
 1165 est compris en moyenne entre 10 et 30 mg L⁻¹ (figure 3.8).

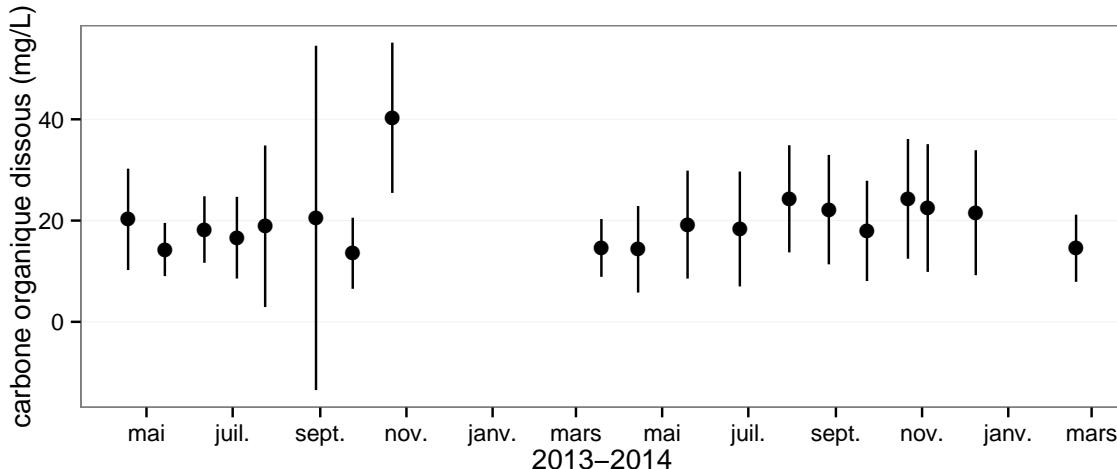


FIGURE 3.8 – Évolution de la concentration en carbone organique dissous dans l'eau du sol pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

1166 Les flux de carbone

1167 L'ensemble des mesures de CO₂ s'étendent de mars 2013 à février 2015. Cependant
 1168 de novembre 2013 à février 2014 les mesures ont été interrompues suite à des problèmes
 1169 techniques. Les deux saisons de végétation, ont pu être mesurées dans leur ensemble,
 1170 permettant d'avoir un jeu de données représentatif sur le fonctionnement de l'écosys-
 1171 tème. À noter également que pour l'ensemble des flux, la déviation standard augmente
 1172 avec les valeurs mesurées.

1173 En 2013, les valeurs de la PPB (flux de CO₂ entrant dans l'écosystème) augmentent
 1174 au printemps et une partie de l'été avec un maximum de $12,80 \pm 4,91 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
 1175 atteint fin juillet, avant de diminuer à partir d'août (Figure 3.9a). En 2014 la PPB
 1176 maximale est atteinte en juin ($13,16 \pm 4,70 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), soit environ un mois plus tôt
 1177 que l'année précédente. Puis pendant l'été et l'automne les valeurs décroissent jusqu'à
 1178 être proche de 0. En moyenne les valeurs de la PPB sont de $7,12 \pm 5,19 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
 1179 en 2013 et de $6,56 \pm 4,72 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en 2014 (Figure 3.9a).

1180 La RE (flux de CO₂ sortant de l'écosystème) en 2013 augmente pendant le prin-
 1181 temps et une partie de l'été (Figure 3.9b). Elle atteint un maximum de $9,43 \pm 3,48 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
 1182 en juillet avant de diminuer. En 2014 la RE atteint, comme la PPB, son maximum plus
 1183 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

3.3. Résultats

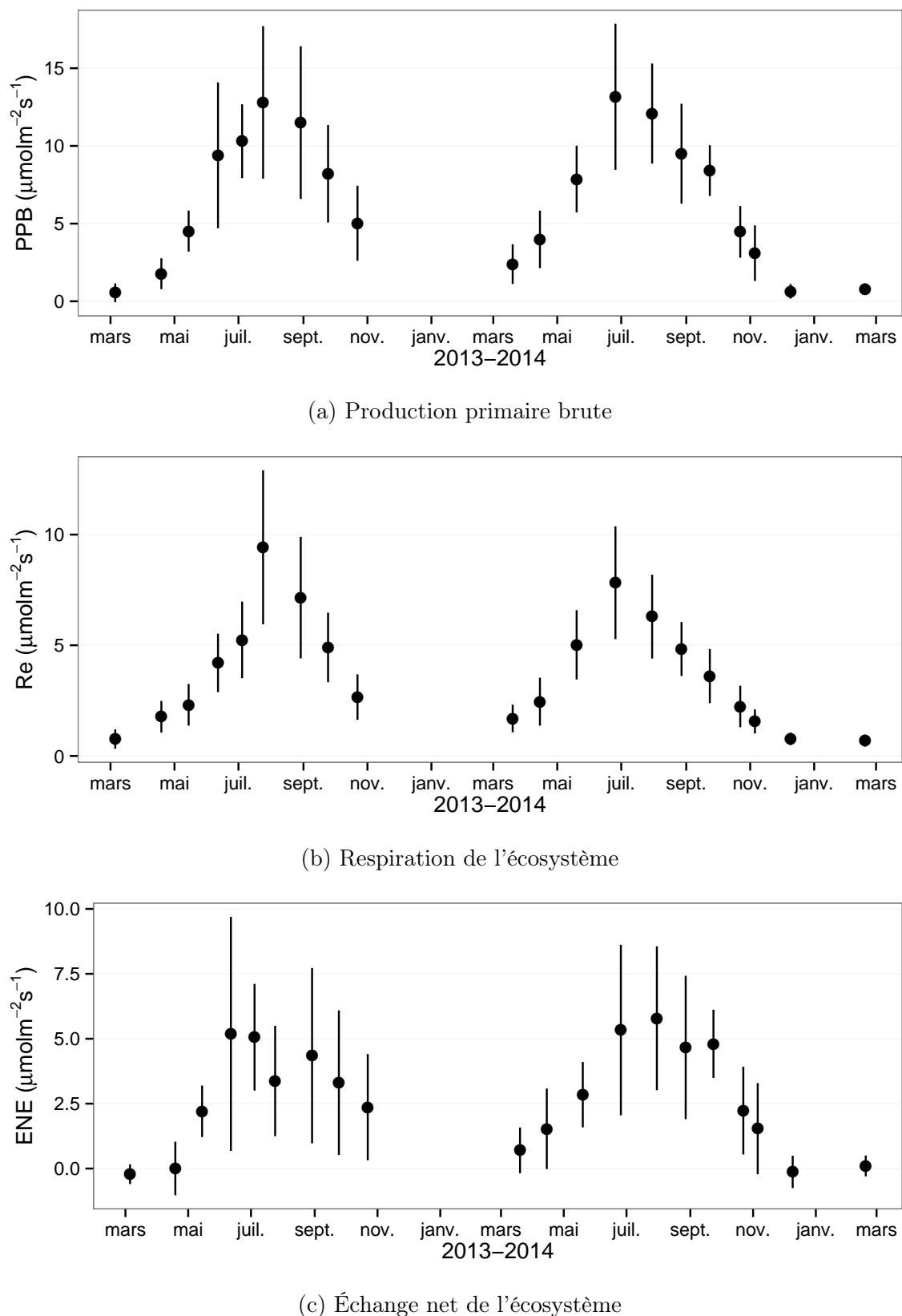


FIGURE 3.9 – Évolution du niveau de PPB, RE et ENE pendant la période de mesure. Moyenne des 20 embases de mars 2013 à février 2015.

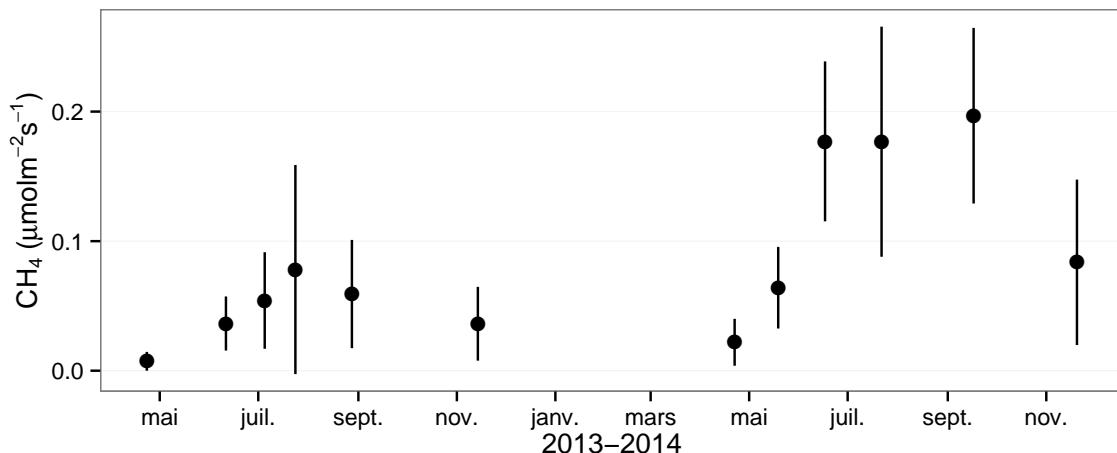


FIGURE 3.10 – Évolution des flux de méthane moyen (N?) pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

des valeurs nulles. La moyenne annuelle de RE en 2013 est de $4,27 \pm 3,16 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, 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).

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

Les flux de CH₄ comme ceux du CO₂ montrent une variabilité saisonnière importante. Cependant les flux de CH₄ mesurés sont un ordre de grandeur en dessous de ceux mesurés pour le CO₂ (Figure 3.10). À l'inverse de ce dernier, l'importance des flux de CH₄ mesurés en 2013 et 2014 est différente. En 2013 les flux sont moins importants qu'en 2014 avec des maximums de $0,078$ et $0,196 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ respectivement.

3.3. Résultats

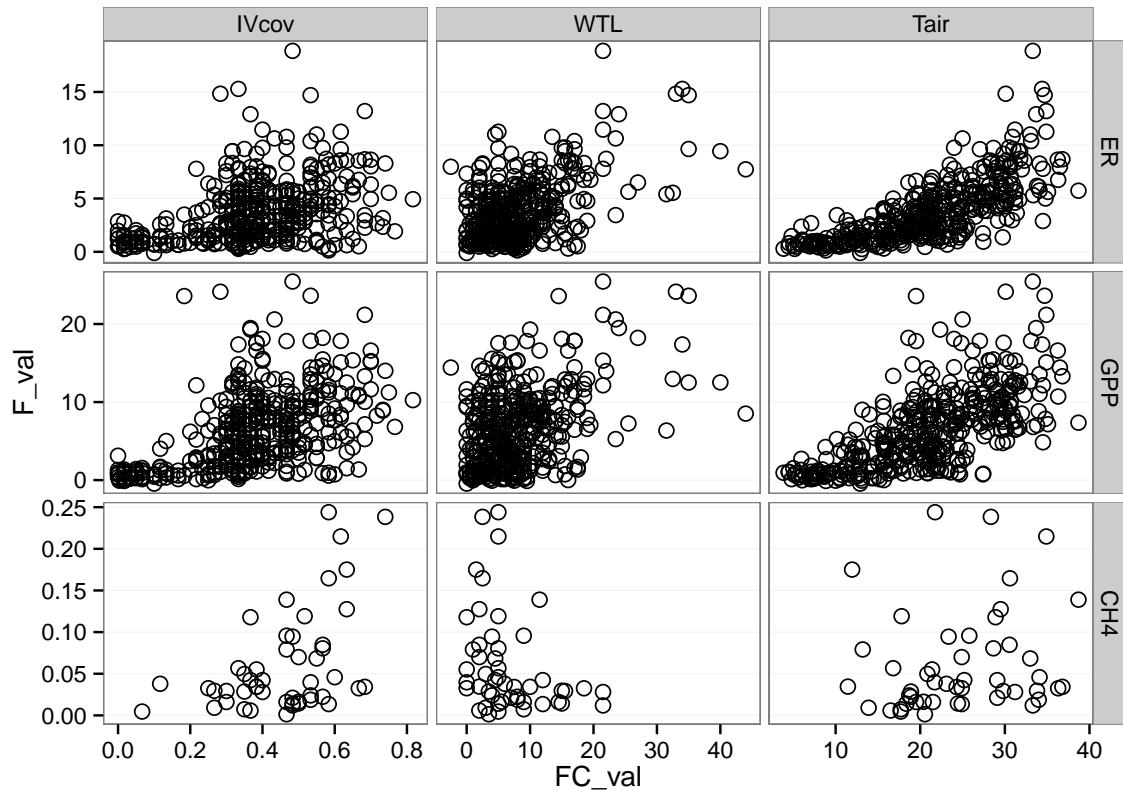


FIGURE 3.11 – Relations entre les flux de gaz et une sélection de facteurs contrôlant

1200 Les relations flux gazeux et facteurs contrôlant

1201 Comme précisé précédemment, le niveau de la nappe n'a que peu varié pendant les
 1202 deux années de mesures. De ce fait aucune relation claire ne se distingue entre les flux
 1203 et le niveau de la nappe que ce soit pour le CO₂ (PPB et RE) ou le CH₄ (Figure 3.11).
 1204 La PPB et la RE présentent cependant des relations avec la température de l'air,
 1205 et l'indice de végétation, même si pour ce dernier les tendances sont moins claires,
 1206 particulièrement pour la RE (Figure 3.11). Le CH₄ quant à lui ne présente pas de
 1207 relation avec la température de l'air, mais une tendance exponentielle est visible vis-à-
 1208 vis de l'indice de végétation (Figure 3.11). (**CH₄ et Température dans la tourbe ?**)

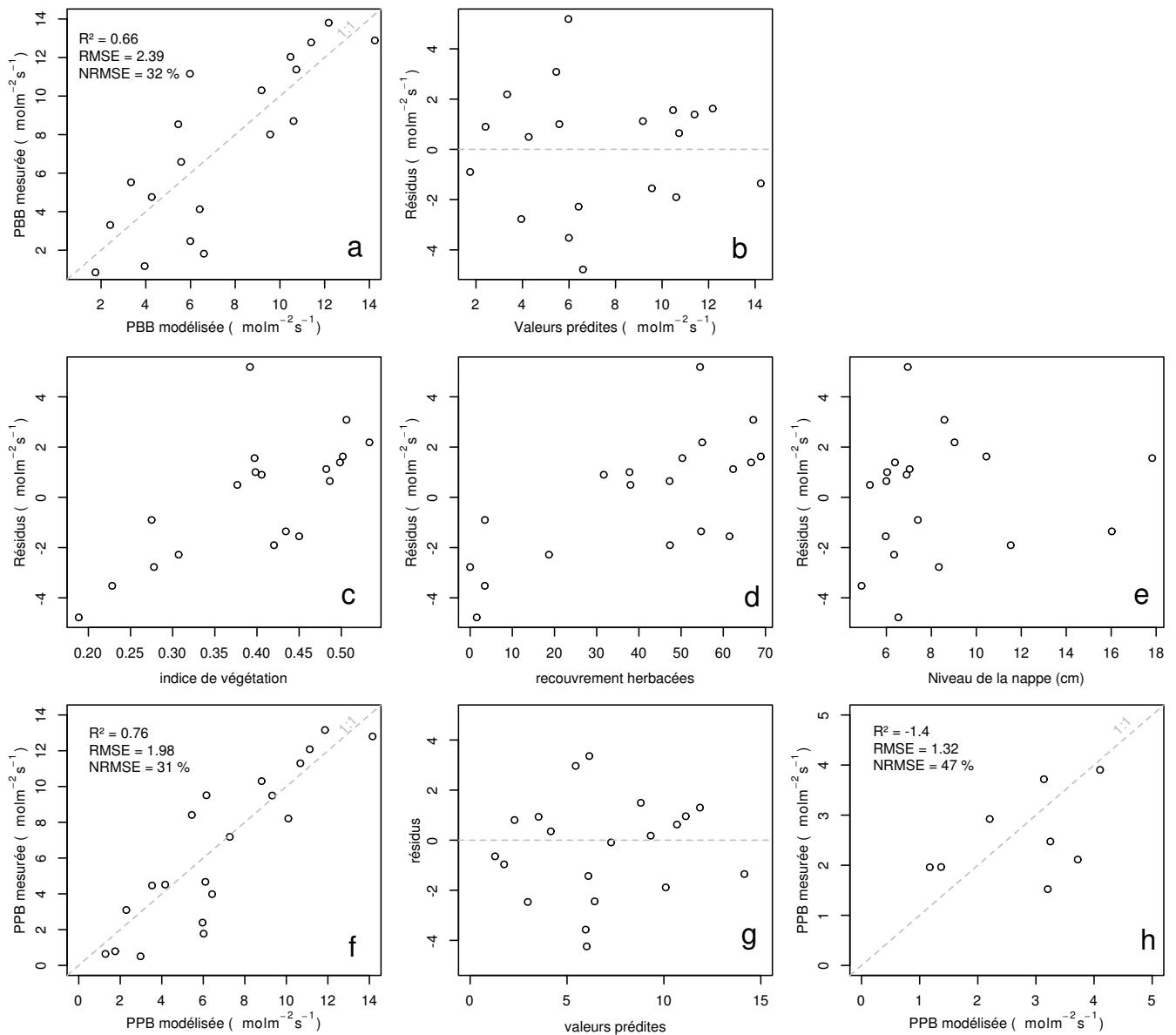


FIGURE 3.12 – PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.3

3.3.2 Sélection des modèles**La Production Primaire Brute**

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

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

Avec :

- a la vitesse de transport des électrons photosynthétique à lumière saturante
- b la température optimale pour ce transport
- c la différence de température à laquelle à laquelle PPBsat vaut e^{-1} de sa valeur à la température optimale

À partir de ce potentiel à lumière saturante, la PPB est estimée en prenant en compte la luminosité. On utilise l'équation 3.4 proposée par (Bubier *et al.*, 1998) et régulièrement et majoritairement utilisée (Bortoluzzi *et al.*, 2006; Worrall *et al.*, 2009) :

$$PPB = \frac{PPBsat * a * PAR}{PPBsat + a * PAR} \quad (3.4)$$

L'utilisation de l'équation de June seule, avec la température de l'air comme variable explicative de la PPBsat, permet d'expliquer 66 % des variations observées avec une erreur standard de l'estimation de 32 % (Figure 3.12-a). Les résidus de ce modèle se répartissent de façon relativement homogène et non biaisée (Figure 3.12-b). Corrélos avec l'indice de végétation IV, ils présentent une tendance linéaire croissante (Figure 3.12-c). On observe la même tendance avec le recouvrement de la strate herbacée avec une dispersion des points plus importante (Figure 3.12-d). Par contre aucune tendance particulière n'est visible vis-à-vis du niveau de la nappe (Figure 3.12-e) Le recouvrement

des sphaignes (non présenté) ne montre également, aucune tendance avec les résidus de cette équation. La PPB calculée à partir de l'équation 3.3 montre une erreur standard de 31 %, du même ordre de grandeur que celle de PPBsat (Figure 3.12-f) et les résidus se répartissent de façon relativement homogène et non biaisée (Figure 3.12-g). Cependant l'évaluation du modèle sur les données de tests montre une erreur standard de l'estimation plus forte qui atteint 47 % (Figure 3.12-h). Par ailleurs une forte incertitude est présente concernant l'estimation des paramètres qui ont tous une erreur standard importante, parfois plus importante que la valeur du paramètre, et une faible significativité (Tableau 3.1). Afin de prendre en compte la tendance linéaire entre les résidus et l'indice de végétation (IV) le modèle est adapté pour y intégré une fonction linéaire de la végétation :

$$PPBsat = (a * IV + d) * \exp\left(\frac{T - b}{c}\right)^2 \quad (3.5)$$

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

3.3. Résultats

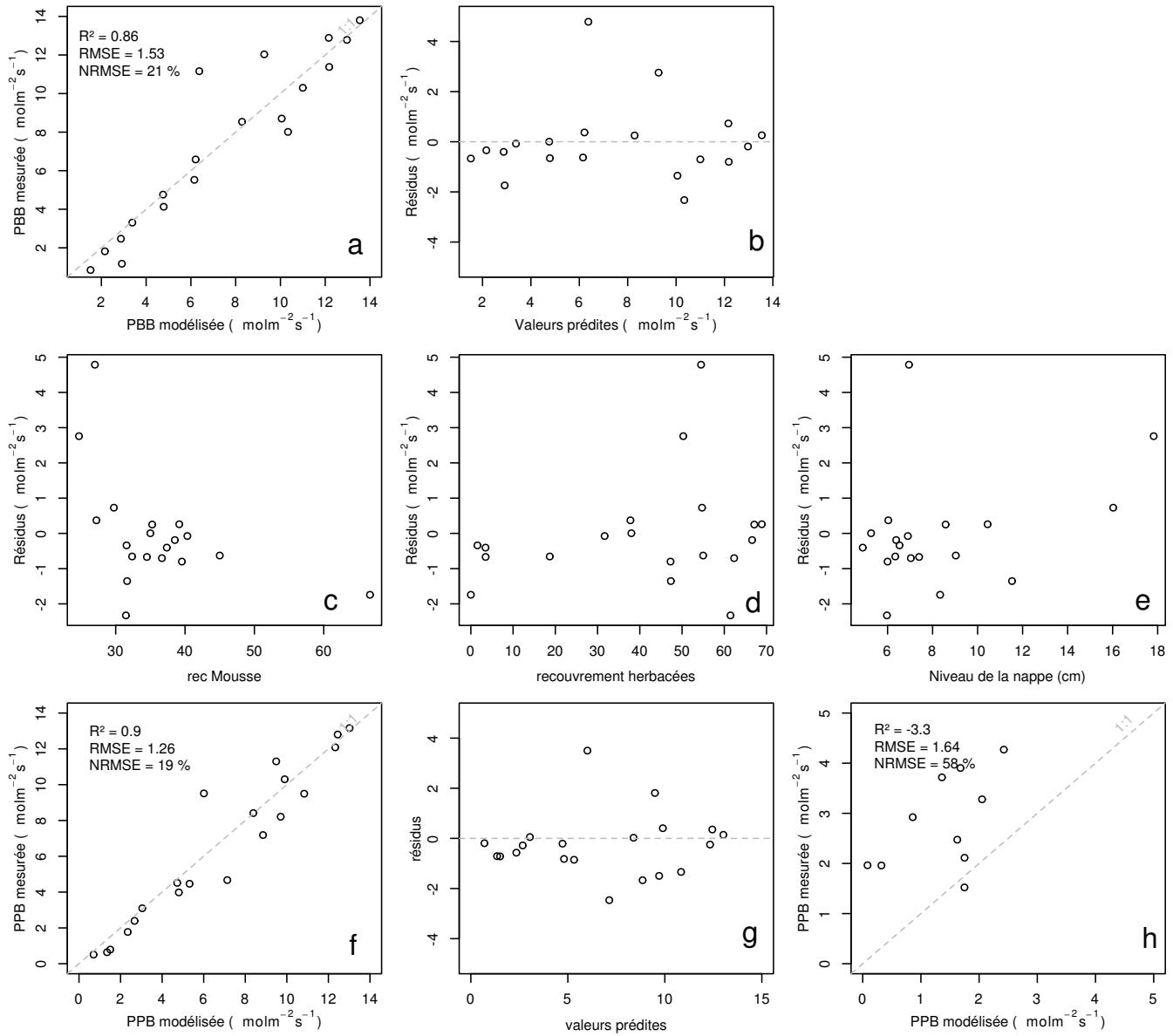


FIGURE 3.13 – PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.5

1259 mètres de l'équation. Dans la suite du texte le modèle permettant d'estimer la PPB à
1260 partir des équations 3.3 et 3.4 sera nommé PPB-1 et celui utilisant les équations 3.5 et
1261 3.4 sera nommée PPB-2.

1262 La Respiration de l'Écosystème

1263 L'estimation de la RE s'effectue avec l'équation :

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

1264 La température de l'air utilisée dans un modèle exponentiel permet d'expliquer 90 %
1265 des variations de la respiration de l'écosystème avec une erreur standard de 18 % (Fi-
1266 gure 3.14-a). Les résidus de cette équation semblent répartis de façon non-biaisée, pas
1267 de tendance dans le nuage de point (Figure 3.14-b). L'évaluation de ce modèle montre
1268 une erreur standard de 35 % avec une tendance à sous-estimer les valeurs mesurées.
1269 Une légère tendance, moins claire que pour la PPBsat, est visible entre les résidus et
1270 l'indice de végétation ainsi qu'avec le recouvrement de la strate herbacée. Très souvent
1271 utilisée, la température à -5 cm donne des résultats proche mais moins bons notam-
1272 ment avec une hétéroscédasticité des résidus (**Fig Annexe ?** nope : M&M). On adapte
1273 l'équation 3.6 pour intégrer le signal de végétation :

$$RE = (a * IV + c) * \exp(b * T) \quad (3.7)$$

$$RE = (a * H + c) * \exp(b * T) \quad (3.8)$$

1274 Les calibrations de ces nouvelles équations sont présentées dans la figure 3.14-a,b et
1275 3.14-d,e respectivement. Dans les deux cas, l'erreur diminue pour avoisiner 13 %, avec
1276 des résidus qui se répartissent de façon non-biaisée. L'évaluation de ces deux équations
1277 montre cependant des différences : D'un côté l'équation 3.7 ne permet pas de diminuer
1278 l'erreur standard qui vaut 34 %, et est donc très proche des 35 % calculé pour l'évalua-
1279 tion du modèle n'intégrant pas la végétation. De l'autre l'évaluation de l'équation 3.8

3.3. Résultats

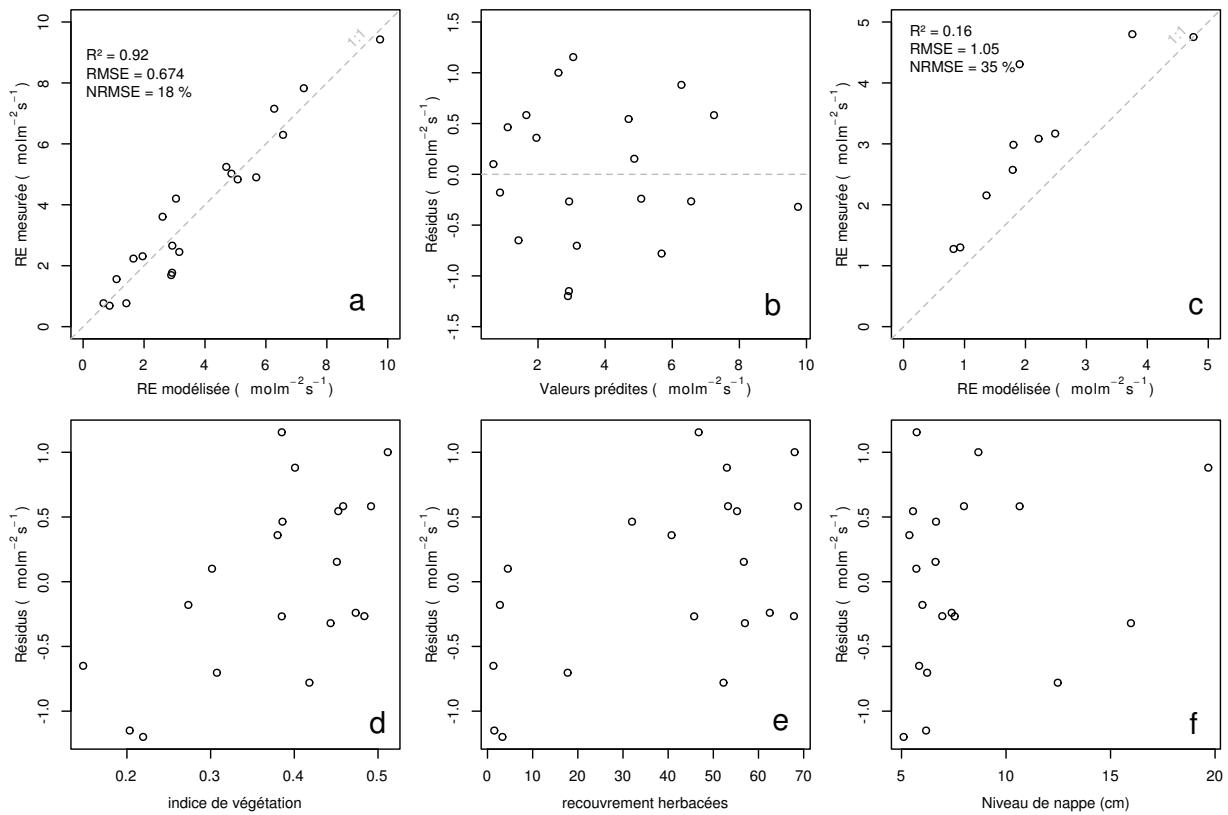


FIGURE 3.14 – RE modèles avec Tair

montre une erreur standard plus faible s'établissant à 23 %. Les paramètres des différentes équations sont présentés dans le tableau 3.1, les modèles RE-1, RE-2, et RE-3 correspondent respectivement aux équations 3.6, 3.7 et 3.8. À l'inverse de la PPB les paramètres des modèles de la RE ont, à l'exception du paramètre c du modèle RE-2, une significativité importante et une erreur standard faible.

1285 Le flux de CH₄

1286 Les relations entre les facteurs contrôlant mesurés et le CH₄ sont moins claires que
 1287 celles concernant le CO₂. La corrélation la plus importante est liée à la végétation (R^2
 1288 = XX, Figure 3.11). le CH₄ est également corrélé avec les températures, faiblement avec
 1289 les températures de surface, mais de manière plus importante avec les températures du
 1290 sol à plus forte profondeur ($R^2 = XX$, Figure 3.11). Enfin il est anti-corrélé ($R=-0.51$)
 1291 avec le niveau de la nappe. Les relations CH₄ et végétation ont donc pu être modélisées
 1292 avec

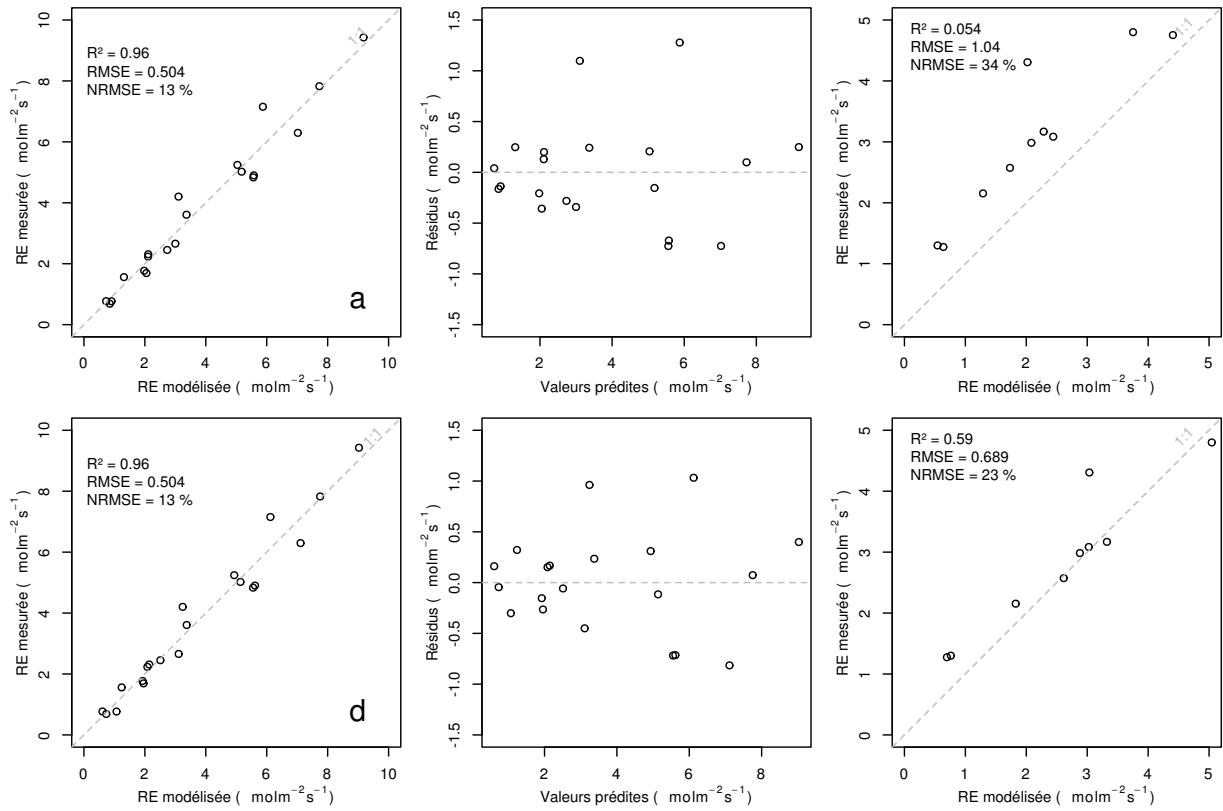


FIGURE 3.15 – RE modèles avec Tair

$$F_{CH_4} = a * \exp(b * IV) \quad (3.9)$$

1293 Avec les données acquises, l'indice de végétation est le meilleur prédicteur (Fi-
 1294 gure 3.16), il explique 78 % de la variabilité du CH₄ avec une erreur standard de 32 %.
 1295 Aucune tendance ne semble se dégager entre les résidus de cette équation et les facteurs
 1296 contrôlant mesurés. L'évaluation de cette équation montre une tendance à sous-estimer
 1297 les flux de CH₄ et une erreur standard qui double par rapport à la phase de calibration
 1298 en atteignant 68 %. Les détails de l'estimation des paramètres de l'équation 3.9 est
 1299 visible dans le tableau 3.1 sous le nom FCH4.

3.3. Résultats

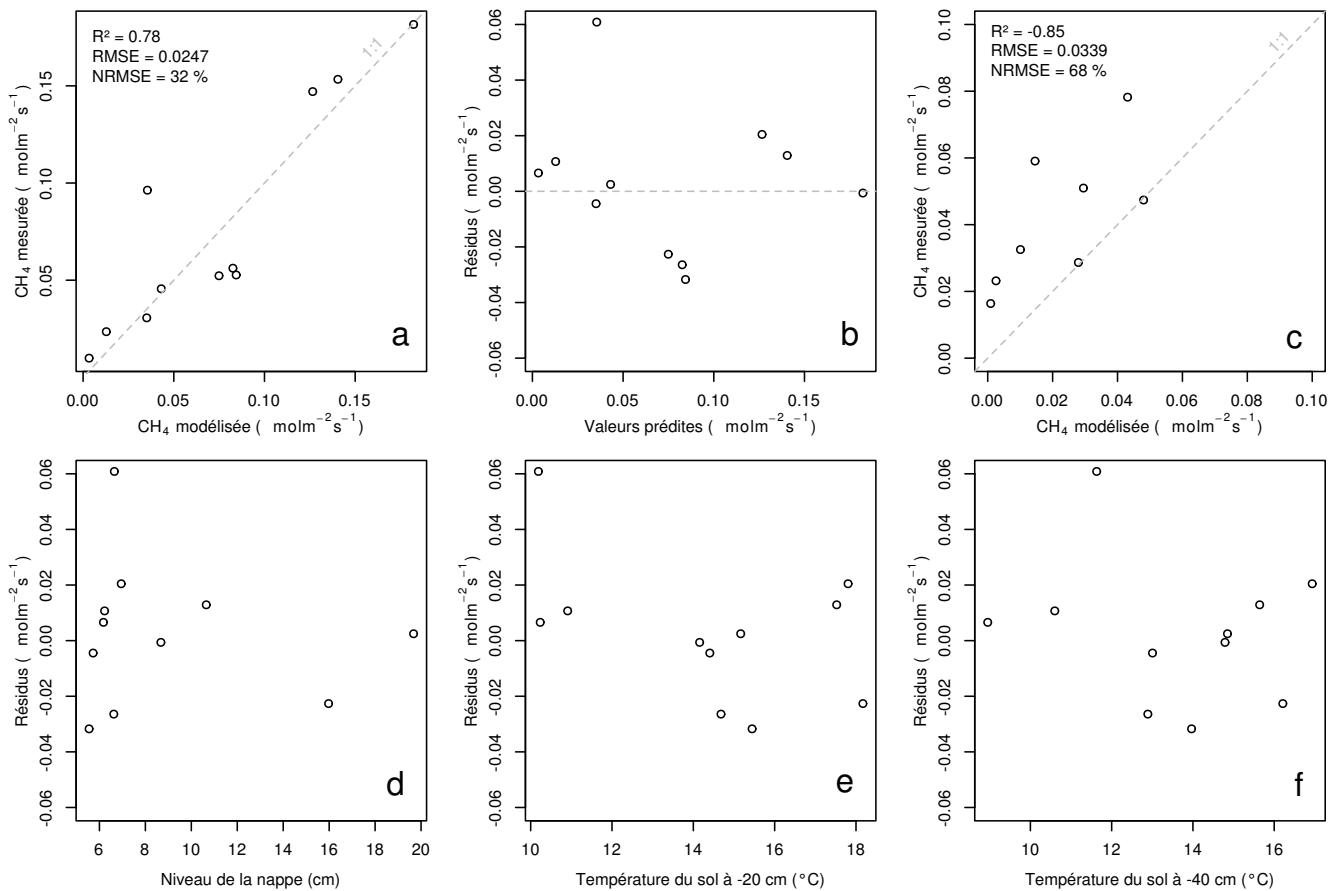


FIGURE 3.16 – CH₄ modèle H

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 3.3 et 3.4					
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 3.5 et 3.4					
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 3.6					
a	0.34	0.08	0	-10	+10
b	0.10	0.01	0	-22.6	+29.9
RE-2 – équation 3.7					
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 3.8					
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 3.9					
a	0	0	0.48	-10	+10
b	13.01	2.82	0	-43.9	+79.2

3.3. Résultats

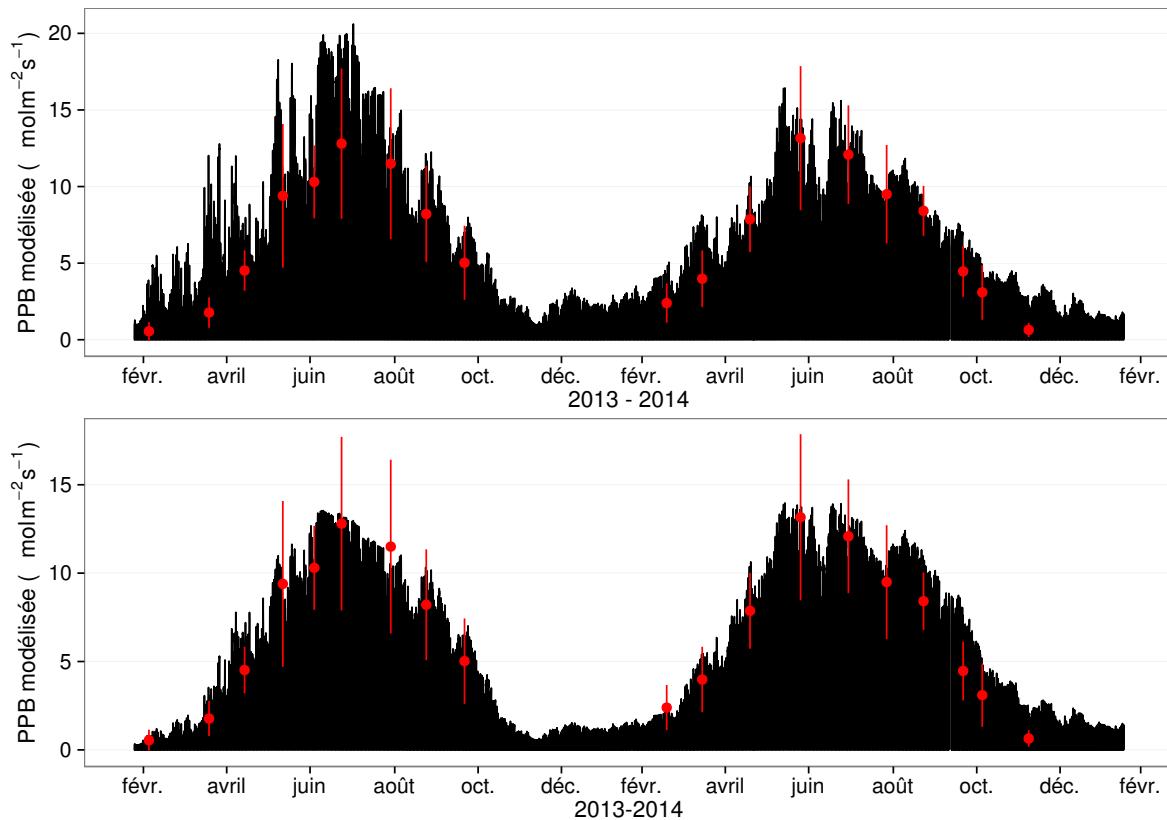


FIGURE 3.17 – Flux de CO₂ interpolé à partir de PPB-1 et PPB-2

1300 **Le COD**

1301 **3.3.3 Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle
1302 de l'écosystème**

1303 L'interpolation des flux de PPB montrent une variabilité saisonnière proche de
1304 celle mesurée sur le terrain (Figure 3.17). Les valeurs mesurées les plus grandes (partie
1305 supérieure de la barre rouge sur la figure 3.17) ne semblent pas atteinte par le modèle
1306 PPB-2 à l'inverse du modèle PPB-1 (courbes noires sur la figure 3.17). Dans les deux
1307 cas les modèles semblent sur-estimer la valeur de PPB mesurées fin 2014.

1308 Pour la RE, l'interpolation suit également les variations saisonnières mesurées men-
1309 suellement (Figure 3.18). Les gammes de valeurs mesurées sont très proche des gammes
1310 interpolées : les valeurs interpolées fluctuent dans les limites des barres d'erreurs. L'in-
1311 terpolation des flux de la RE est très proche quel que soit le modèle utilisé (Figure 3.18).
1312 L'intégration de la végétation dans les modèles RE-2 et RE-3 diminue la RE maximum

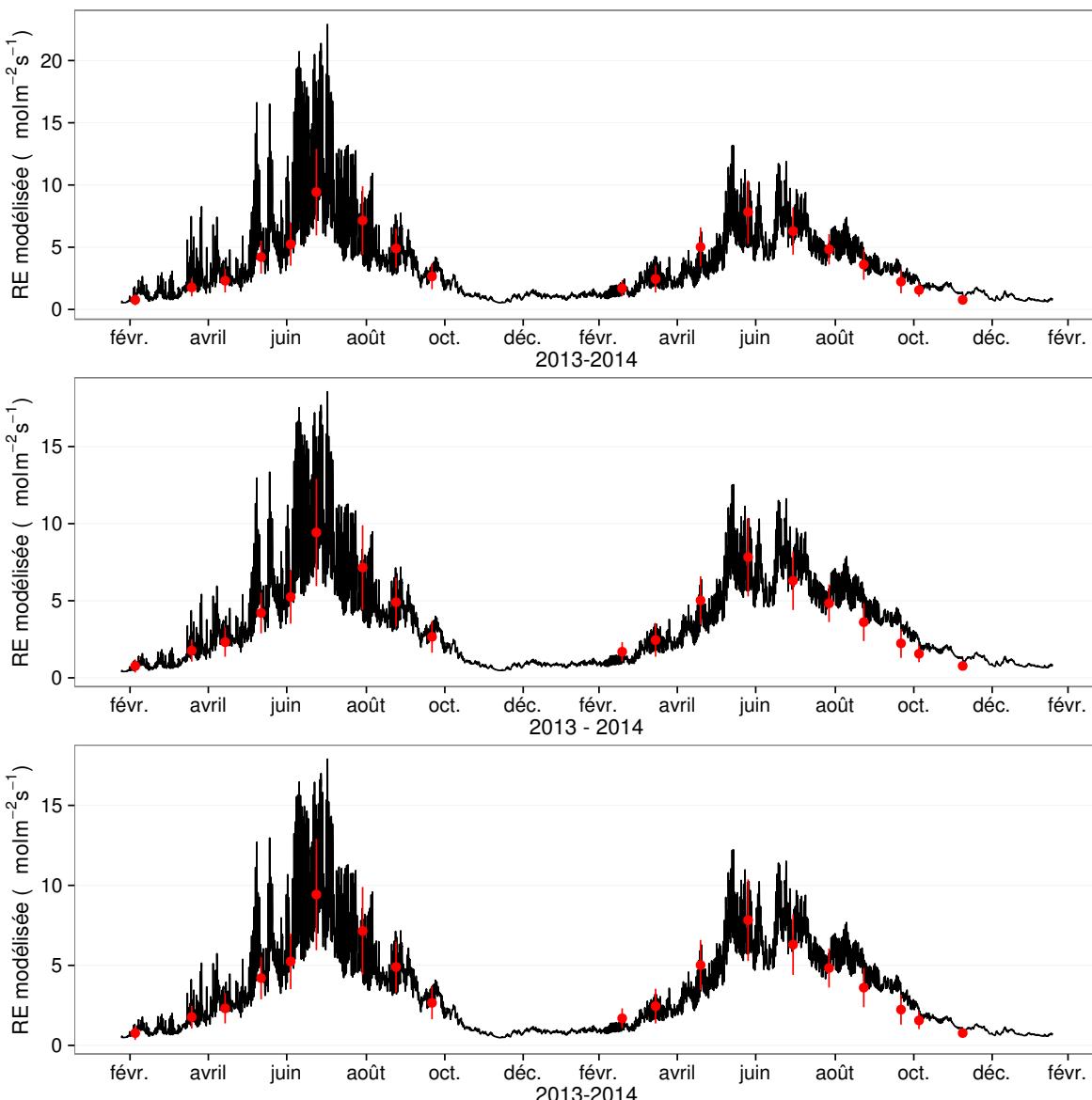


FIGURE 3.18 – Flux de CO₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3

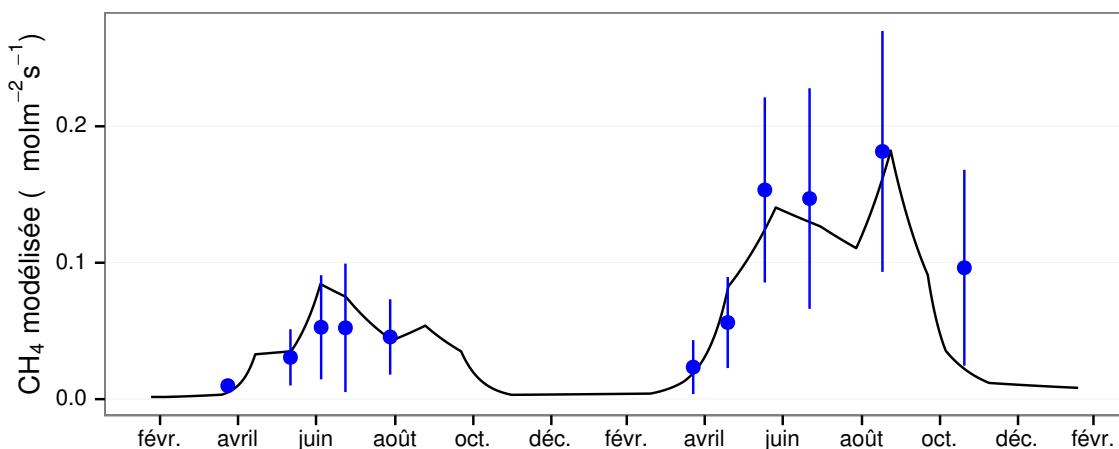


FIGURE 3.19 – Flux de CO₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3

3.3. Résultats

1313 modélisée en 2013 par rapport au modèle RE-1.

1314 Les flux de CH₄ interpolés (Figure 3.19), suivent également une cyclicité saisonnière.

1315 L'estimation du CH₄ semble rendre compte dans les grandes lignes de la différence de

1316 flux mesurée entre 2013 et 2014.

1317 Les flux interpolés à l'heure puis sommés par années sont présentés dans le ta-

1318 bleau 3.2 pour les différents modèles. Sur les deux années, selon le modèle utilisé, le

1319 flux total entrant via la PPB est estimé à 1070 et 1290 gC m⁻² an⁻¹ pour PPB-2 et

1320 PPB-1 respectivement. Dans le détail on observe une différence entre les deux modèles :

1321 Celui utilisant uniquement la température de l'air (PPB-1) présente un stockage plus

1322 important en 2013 qu'en 2014. Tandis que le modèle prenant en compte la végétation

1323 (PPB-2) stocke moins de carbone en 2013 qu'en 2014. L'intégration de la végétation

1324 minimise également l'erreur standard de l'estimation, la divisant approximativement

1325 par deux.

1326 La différence de comportement, entre les années de mesures, liée à l'intégration de

1327 la végétation est également visible sur l'estimation de la RE. La prise en compte de la

1328 végétation (modèles RE-2 et RE-3) conduit à une respiration plus forte en 2014 qu'en

1329 2013 à l'inverse de RE-1. La différence entre l'estimation de la RE en 2013 et en 2014

1330 diminue avec l'intégration de la végétation. Elle passe de 102 pour RE-1 à 78 puis

1331 41 pour RE-2 et RE-3. Malgré ces différences, on observe une grande proximité dans

1332 les valeurs des flux interpolés sur les 2 années, quel que soit le modèle, avec un écart

1333 maximum de 25 gC m⁻² an⁻¹.

1334 Les flux de CH₄ estimés ont une erreur importante et sont beaucoup plus faible que

1335 les flux de la PPB ou de la RE. Le flux de CH₄ est au moins deux fois plus important

1336 en 2014 qu'en 2013.

1337 Les bilans issus des différentes combinaisons de modèles (à l'exception de RE-3, non

1338 présenté car très proche de RE-2) varient de -233 gC m⁻² an⁻¹ à +12 gC m⁻² an⁻¹

1339 stocké dans la tourbière (tableau 3.3). L'intégration de la végétation dans la modélisa-

1340 tion de PPB fait baisser les bilans de carbone dans le négatif (système source) au-delà

1341 de -200 gC m⁻² an⁻¹, avec une différence entre les bilans de 220 gC m⁻² an⁻¹ environ.

Tableau 3.2 – Bilan annuel des flux, en $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$, en fonction des modèles utilisés.

ID	Flux	équation	2013	2014	moyen
PPB-1	PPB	3.3 et 3.4	1322 ± 410	1258 ± 390	1290 ± 400
PPB-2		3.5 et 3.4	957 ± 182	1184 ± 225	1070 ± 203
RE-1	RE	3.6	1337 ± 241	1235 ± 222	1286 ± 231
RE-2		3.7	1232 ± 160	1310 ± 170	1271 ± 165
RE-3		3.8	1240 ± 161	1281 ± 167	1261 ± 164
FCH4	CH4	3.9	10 ± 3	24 ± 8	17 ± 5

Tableau 3.3 – Bilan de carbone annuel, en $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$, en fonction des modèles utilisés. Les valeurs entre parenthèses représentent l'erreur associée au bilan

combinaison de modèles	2013	2014	moyen
PPB-1, RE-1, FCH4	-25 ± 6	-2 ± 0	-14 ± 4
PPB-1, RE-3, FCH4	$+72 \pm 16$	-48 ± 11	$+12 \pm 3$
PPB-2, RE-1, FCH4	-390 ± 70	-75 ± 14	-233 ± 44
PPB-2, RE-3, FCH4	-293 ± 47	-122 ± 20	-208 ± 33

¹³⁴² La différence sur les bilans quand les modèles de RE utilisent ou non la végétation est
¹³⁴³ moindre : environ $26 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ (tableau 3.3).

¹³⁴⁴ Évaluation du bilan

¹³⁴⁵ L'analyse de sensibilité, consistant à faire varier chaque paramètre des modèles
¹³⁴⁶ de $\pm 10\%$, les combinaisons de modèles PPB-1, PPB-2, RE-1 et RE-3 ont été testé
¹³⁴⁷ (Tableau 3.4). Le modèle RE-2, très proche du modèle RE-3 n'a pas été testé. **Attente**
¹³⁴⁸ **du COD, les valeurs du tableau sont fausse pour le moment**

¹³⁴⁹ 3.3.4 Variabilité spatiale du bilan

¹³⁵⁰ Calibration par groupe de placette

¹³⁵¹ La classification hiérarchique a permis de distinguer 4 groupes de végétation (Fi-
¹³⁵² gure 3.3). Dans le groupe Mousse, la strate muscinale est majoritaire avec un recou-
¹³⁵³ vrement moyen de 91 %, moins de 35 et 15 % de recouvrement pour les herbacées et les
¹³⁵⁴ arbustes respectivement. Le groupe Mix est le plus homogène avec un recouvrement

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

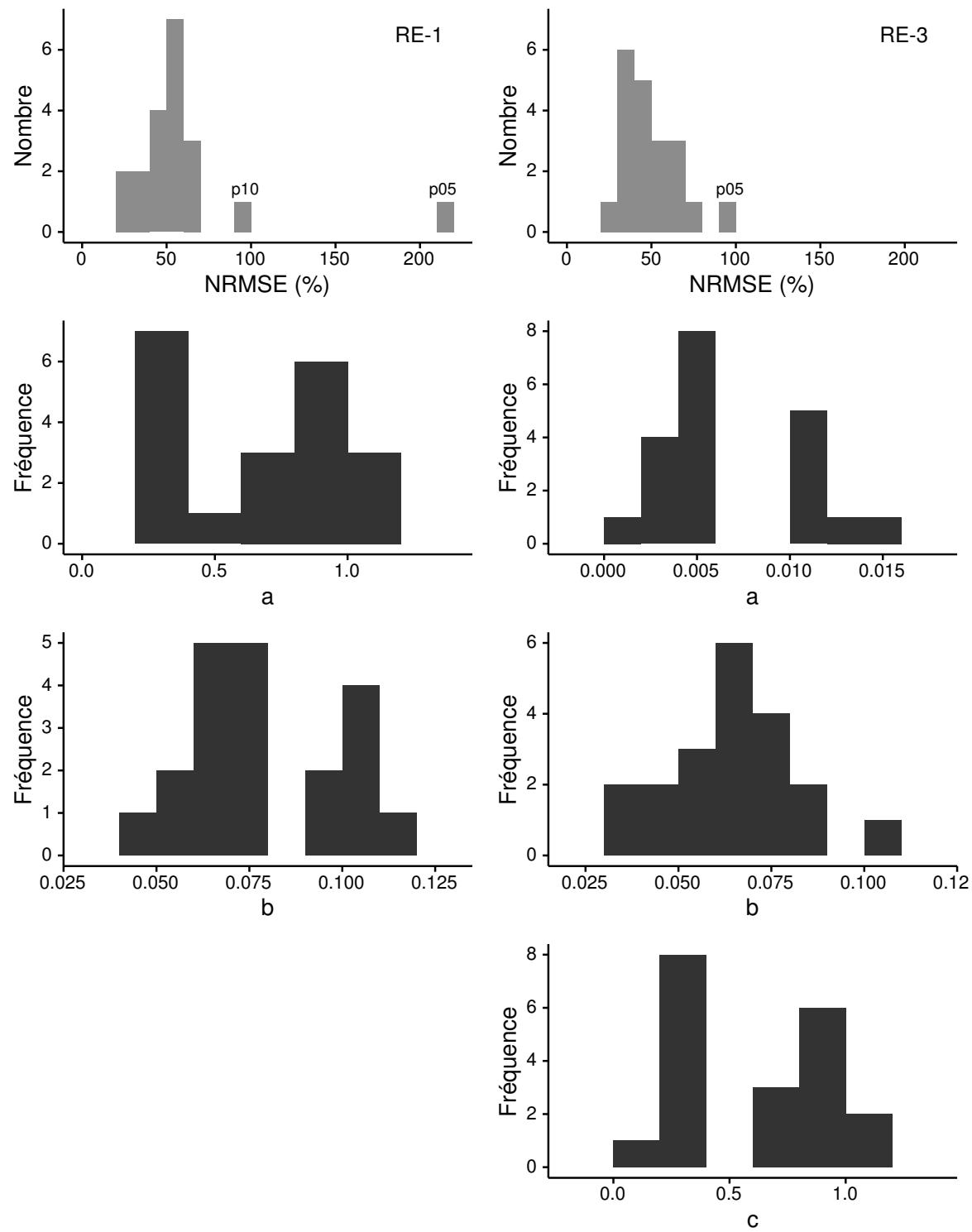


FIGURE 3.20 – Distribution de l'erreur standard (en gris) par placette et des paramètres des modèles RE-1 et RE-3 (en noir)

3.3. Résultats

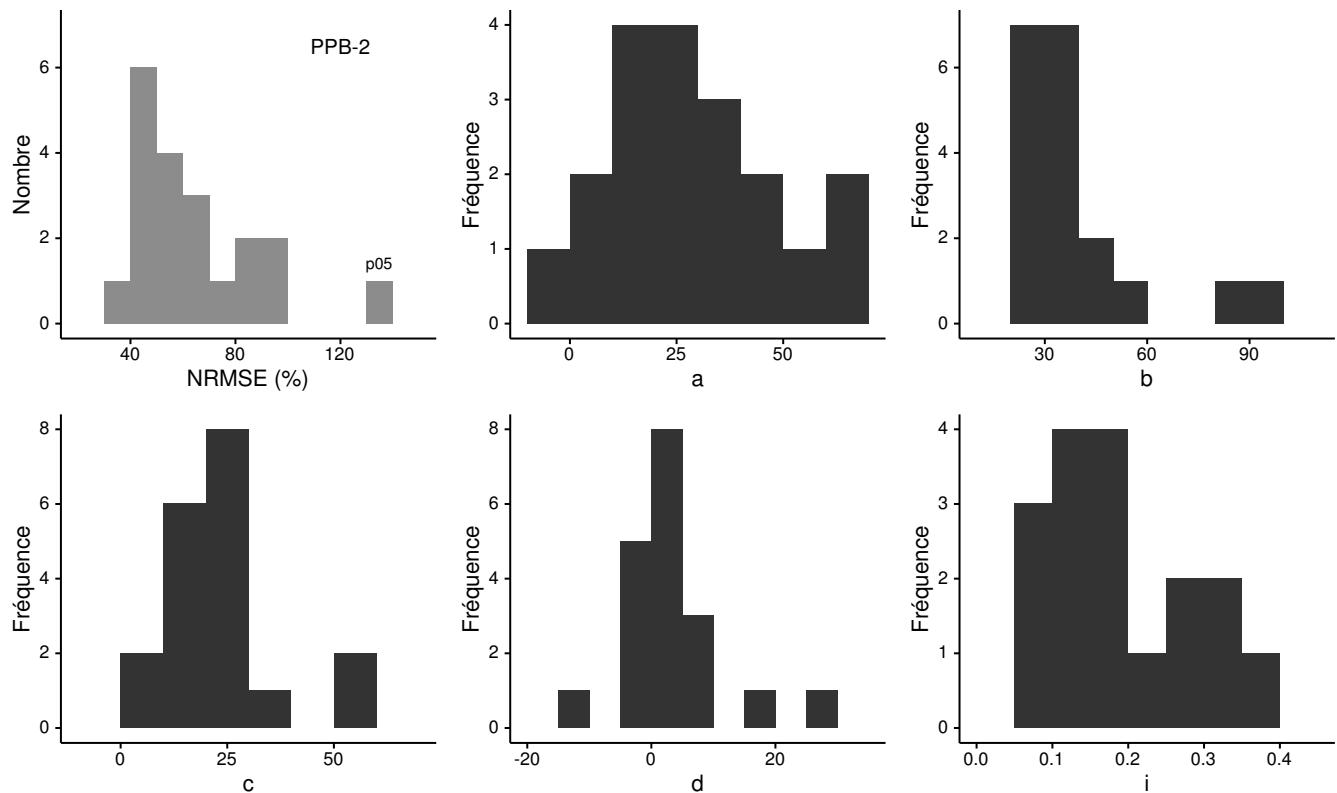


FIGURE 3.21 – Distribution de l’erreur standard par placette (en gris) et des paramètres du modèle PPB-2 (en noir)

1355 moyen des strates muscinale et arbustives de 63 et 58 % chacune. C'est également le
 1356 groupe où il y a de moins d'herbacées avec un recouvrement de 24 %. La strate herbacée
 1357 est majoritaire dans le Herbe avec un recouvrement moyen de 63 %, la strate arbus-
 1358 tive y est peu présente (19 % en moyenne) et la strate muscinale y est pour ainsi dire
 1359 absente (1 %). La strate muscinale est également absente, ou presque, dans le groupe
 1360 Arbuste (1 %). Groupe dans lequel la strate arbustive est majoritaire avec de 65 % de
 1361 recouvrement moyen, et la strate herbacée avec 33 % (Figure 3.22).

1362 Les bilans de CO₂ calculés par groupe de végétations sont présentés dans le ta-
 1363 bleau 3.5. On constate que du point de vue de l'ENE les groupes Mousse et Mix sont
 1364 relativement proche, et que le groupe Arbuste est du même ordre de grandeur bien
 1365 qu'avec une ENE un peu plus élevée. Le groupe Herbe est le seul groupe présentant
 1366 une ENE positive, du même ordre de grandeur que les précédentes en valeur abso-
 1367 lue. Dans le détail, la RE est la plus forte, supérieure à 1200 gC m⁻² an⁻¹, dans les
 1368 groupes Mix et Arbuste. Elle est plus faible dans les groupes Mousse et Herbe (environ

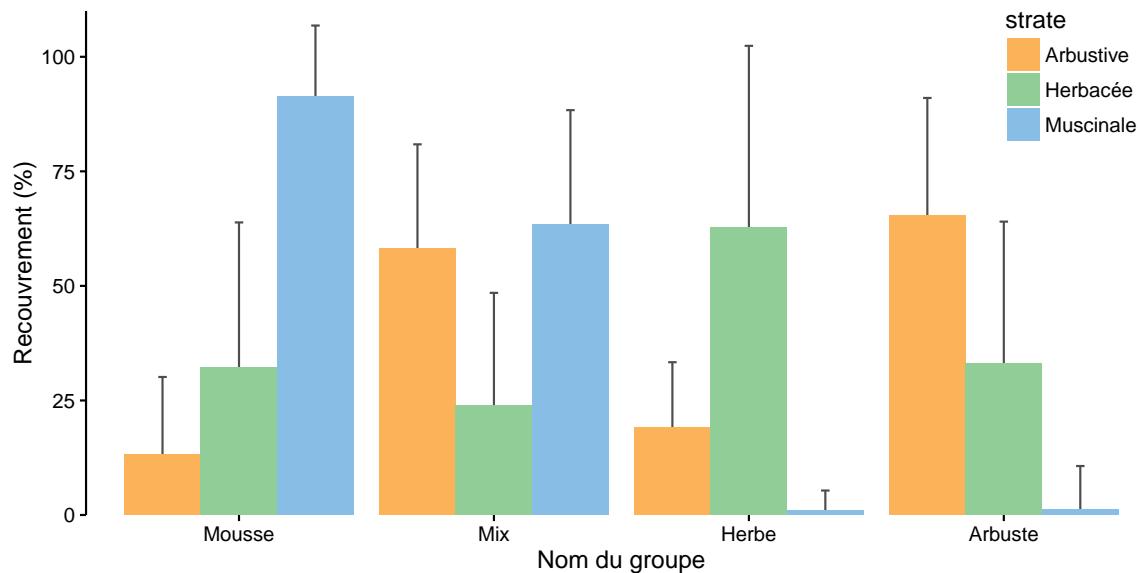


FIGURE 3.22 – Recouvrement végétal moyen par strate (en %) des 4 groupes, les groupes sont nommés en fonction de la végétation majoritaire. Les barres d'erreur représente la déviation standard.

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

groupe	PPB-2	RE-3	ENE
Mousse	714	1023	-308
Mix	1045	1385	-340
Herbe	1323	1057	266
Arbuste	1002	1262	-260

1369 1000 gC m⁻² an⁻¹). Pour la PPB, la valeur la plus faible est dans le groupe Mousse et
 1370 la plus forte dans le groupe Herbe avec plus de 1300 gC m⁻² an⁻¹, soit une différence
 1371 de plus de 600 gC m⁻² an⁻¹. Les groupes Mix et Arbuste sont relativement proches
 1372 avec des valeurs intermédiaires avoisinant 1000 gC m⁻² an⁻¹.

1373 Calibration par placette

1374 Les modèles RE-1, RE-3 et PPB-2 ont pu être calibré par placette. Pour l'ensemble
 1375 de ces modèles on constate une forte hausse de la NRMSE (Figure 3.20 et 3.21).
 1376 Concernant la RE, les modèles RE-1 et RE-3 ont des valeurs de NRMSE relativement
 1377 proche d'environ 50 %, avec deux outliers pour RE-1 et un pour RE-3 (Figure 3.20). Les
 1378 paramètres varient dans des gammes similaires pour les deux modèles. Ces gammes sont
 1379 larges et bien supérieure à 10 %. Concernant la PPB, le modèle PPB-2 a également

1380 une NRMSE importante, variant entre 40 et 100 % avec un outlier. Les valeurs des
1381 paramètres varient également de façon importante (Figure 3.21).

1382 3.4 Discussion

1383 3.4.1 Estimations des flux

1384 PPB

1385 L'estimation des flux de PPB, est comprise entre 957 et 1322 gC m⁻² an⁻¹ selon
1386 l'année et le modèle utilisé. Ces valeurs sont très élevées comparées à des tourbières
1387 boréales comme celles étudiées par (Trudeau *et al.*, 2014) ou encore (Peichl *et al.*, 2014)
1388 dont les valeurs de PPB sont respectivement comprise entre 123 et 131 gC m⁻² an⁻¹
1389 et entre 203 et 503 gC m⁻² an⁻¹. Une première hypothèse permettant d'expliquer une
1390 telle différence, est la différence entre les températures moyennes sur les sites. -4,3 °C
1391 et 1,2 °C respectivement pour Trudeau *et al.* (2014) et Peichl *et al.* (2014). Ces tem-
1392 pératures sont bien plus faible pour les sites des études pré-citées que sur la tourbière
1393 de La Guette. Une seconde hypothèse, qui n'exclue par la première, est la componi-
1394 tion végétale de ces sites. La tourbière de La Guette est envahie par une végétation
1395 vasculaire, notamment herbacée. Elle est, par conséquent, plus proche d'une prairie
1396 tourbeuse que d'une tourbière boréale. En effet les valeurs observées à La Guette sont
1397 comparables à ce type d'écosystèmes. Jacobs *et al.* (2007) estiment des valeurs de PPB
1398 comprises entre 400 et 2000 gC m⁻² an⁻¹ avec une moyenne de 1300 gC m⁻² an⁻¹ dans
1399 des prairies tourbeuses hollandaises. Sur des écosystèmes similiaires, au Danemark,
1400 (Görres *et al.*, 2014) trouve des valeurs de PPB plus importantes encore, entre 1555 et
1401 2590 gC m⁻² an⁻¹, mais avec des niveaux de nappe plus faible (< -30 cm). Il semble
1402 cohérent que les valeurs de la PPB de la tourbières de La Guette soit plus forte que
1403 celle mesurées dans des tourbières boréales, et moins importantes que celle mesurées
1404 dans des tourbières utilisées comme prairie permanente. En effet par sa position géo-

graphique, elle subit un climat moins dur que les tourbières boréales, notamment avec des hivers moins longs et froids. De plus la végétation vasculaire qui l'envahie doit favoriser une PPB plus élevée.

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

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

L'intégration de l'indice de végétation à un effet beaucoup plus important en 2013, avec un flux qui diminue de $365 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$, qu'en 2014 où la baisse n'est que de $74 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$. La prise en compte de la végétation, si elle améliore les incertitudes statistiques du modèles, semblent sous-estimer la PPB. En effet le modèle PPB-2 ne rend pas compte des valeurs les plus élevées qui ont été mesurées (Figure [3.17-B](#)). Par

3.4. Discussion

¹⁴³⁴ ailleurs l'évaluation du modèle PPB-1 renvoie un erreur plus faible que celle du modèle
¹⁴³⁵ PPB-2.

¹⁴³⁶ L'ordre de grandeur des flux semble cohérent pour la PPB. La différence nette
¹⁴³⁷ observée entre les modèles PPB-1 et PPB-2 est probablement liée à une sous-estimation
¹⁴³⁸ des flux par ce dernier.

¹⁴³⁹ RE

¹⁴⁴⁰ De la même façon que pour la PPB, les flux de la RE sont important si on les
¹⁴⁴¹ compare à des tourbières boréales et s'approchent davantage des flux mesurés dans
¹⁴⁴² les prairies sur sols tourbeux. La RE sur la tourbière de La Guette, comprise entre
¹⁴⁴³ 1232 et 1337 gC m⁻² an⁻¹ est plus importante que celle observée par [Peichl et al.](#)
¹⁴⁴⁴ ([2014](#)); [Trudeau et al.](#) ([2014](#)) (pour reprendre les études citées précédemment) qui
¹⁴⁴⁵ s'établissent respectivement entre 137 et 443 gC m⁻² an⁻¹ et 206 et 234 gC m⁻² an⁻¹.
¹⁴⁴⁶ Elles sont en revanche plus faible que celle mesurées par ([Jacobs et al., 2007](#)), entre 500
¹⁴⁴⁷ et 2000 gC m⁻² an⁻¹, ou par ([Görres et al., 2014](#)) : entre 2070 et 3500 gC m⁻² an⁻¹.

¹⁴⁴⁸ À l'inverse de la PPB, l'intégration de la végétation pour modéliser la RE n'amé-
¹⁴⁴⁹ liore que peu l'estimation de la RE lors de la phase de calibration : la différence entre
¹⁴⁵⁰ les valeurs d'erreur standard est de 5 %. En revanche lors de la phase d'évaluation,
¹⁴⁵¹ l'utilisation du recouvrement des herbacées semble améliorer l'estimation de façon plus
¹⁴⁵² importante avec une différence de 11 % entre les valeurs d'erreur standard. Contraî-
¹⁴⁵³ rement à la PPB la différence apportée par l'intégration de la végétation (RE-2 ou
¹⁴⁵⁴ RE-3) est du même ordre de grandeur en 2013 et en 2014. Sur les 2 années, l'effet
¹⁴⁵⁵ de l'intégration de la végétation est limité avec une différence de 25 gC m⁻² an⁻¹ au
¹⁴⁵⁶ maximum (entre ER-1 et ER-3), soit moins de 2 % du flux. Encore une fois l'intérêt
¹⁴⁵⁷ de l'évaluation est mis en avant puisqu'il permet de distinguer des modèles très proche
¹⁴⁵⁸ lors de la calibration.

¹⁴⁵⁹ Les incertitudes sur l'estimation des paramètres RE sont beaucoup moins impor-
¹⁴⁶⁰ tante que celle de la PPB. L'estimation des paramètres des modèles, à l'exception du
¹⁴⁶¹ paramètre c du modèles RE-2, ont une p-value inférieure à 0.05 (Tableau [3.1](#)). L'erreur

1462 calculée lors de l'évaluation de ces modèles, si elle augmente par rapport à la cali-
1463 bration, reste faible particulièrement pour le modèle RE-3 ou elle vaut moins de 25 %
1464 (Figure 3.15–f). La RE semble donc mieux contrainte que la PPB, avec une estimation
1465 des paramètres plus fiable et une différence entre les estimations issues des modèles
1466 plus limitée.

1467 **CH₄**

1468 Les flux de CH₄ sont faibles comparés aux flux de CO₂. Les valeurs mesurées sont
1469 plus forte que celles comprises entre 0 et 0,03 µmol m⁻² s⁻¹ et mesurée par [Bortoluzzi
et al. \(2006\)](#). Pour 2013 les valeurs mesurées sont proches de celle mesurée par [Long
et al. \(2010\)](#). L'absence d'étiage en 2014 explique peut-être le doublement des flux en
1472 minimisant la zone aérobie et les possibilités d'oxydation du CH₄ ([Lai, 2009](#)).

1473 Les faibles variations du niveau de nappe sont probablement à l'origine de l'absence
1474 de relation entre ce dernier et les flux de CH₄. Ces observation vont dans le même
1475 sens que les observations faites par [Trudeau et al. \(2012\)](#) et (à développer, de ref ds
1476 trudeau2012)

1477 **COD**

1478 **3.4.2 Estimations du bilan net de l'écosystème**

1479 D'une manière générale, les bilans sont principalement contraints par les flux de
1480 CO₂, le CH₄ ne jouant qu'un rôle marginal en termes de quantité de carbone. Ces ob-
1481 servations sont cohérentes avec d'autres études comme [Bortoluzzi et al. \(2006\); Worrall
et al. \(2009\)](#). La forte variabilité entre les différents bilans est à attribuer en grande
1483 majorité à l'erreur sur l'estimation du flux de PPB.

1484 Les bilans annuels ont des comportements différents en 2013 et en 2014. En 2013
1485 l'écart entre les deux estimations les plus extrêmes est de 462 gC m⁻². Cet écart est
1486 lié principalement à la prise en compte de la végétation (utilisation de PPB-2 au lieu
1487 de PPB-1). En comparaison l'écart observé entre estimations extrêmes est quatre fois
1488 plus faible en 2014 (120 gC m⁻²).

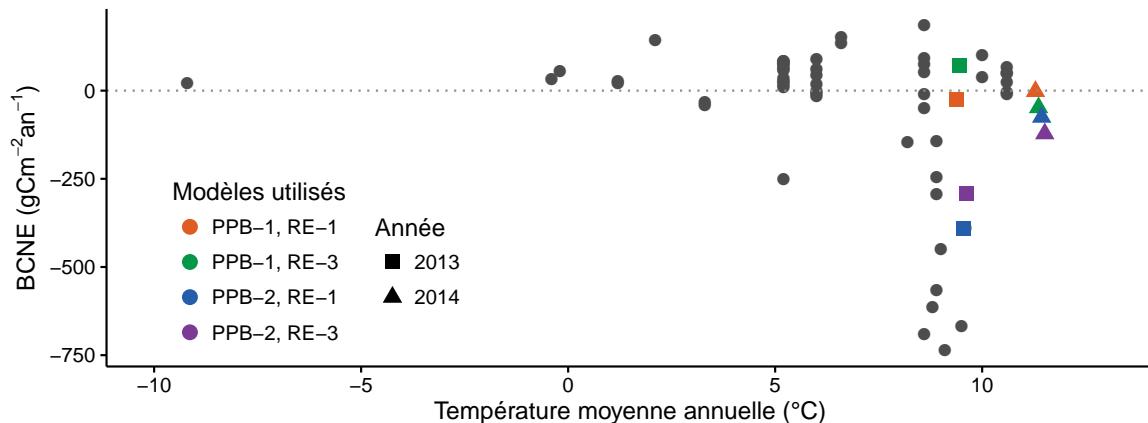


FIGURE 3.23 – Relation entre le Bilan de Carbone Net de l’Écosystème (BCNE) et la température moyenne annuelle (en °C) dans la littérature (en gris) et pour ces travaux. La ligne de tirets sépare les écosystèmes stockant du carbone (au dessus) de ceux libérant du carbone (en dessous).

1489 Selon le bilan considéré, la tourbière de La Guette stocke de faible quantité de
 1490 C de l’ordre d’une dizaine de grammes par mètre carré, ou émet du carbone dans
 1491 l’atmosphère de l’ordre de 14 à de 233 gC m⁻² an⁻¹. Ces valeurs, si on les compare à
 1492 celle mesurées dans des prairies tourbeuses, ne sont pas aberrante en valeur absolue
 1493 (Figure 3.23). Elle reste cependant sujette à caution. En effet il est probable que le
 1494 modèle PPB-2 sous-estime la PPB et donc sur-estime les pertes de carbone par la
 1495 tourbière. Les modèles utilisant PPB-1 sont plus proches les uns des autres et semble
 1496 indiquer que, si la tourbière semble fonctionner plutôt comme une source de carbone,
 1497 c’est de façon plus légère. Ce constat est également cohérent avec les observations de
 1498 terrain, qui montre un niveau de nappe particulièrement élevé pendant les deux années
 1499 de mesure en comparaison avec les précédentes.

1500 Pour résumer, il est probable que la tourbière de La Guette fonctionne actuellement
 1501 plutôt comme une légère source de carbone.

1502 3.4.3 Sensibilité et limitations du bilan

1503 Les incertitudes les plus fortes du bilan sont sur les flux de CH₄ avec une erreur
 1504 standard de 32 % lors de la calibration et de 68 % lors de la validation. Cette différence
 1505 importante montre que l'estimation des flux de CH₄ à l'aide de l'indice de végétation

1506 à permis l'estimation de sa contribution au bilan de carbone de l'écosystème pour les
1507 années 2013 et 2014, mais que son utilisation dans d'autres conditions (année sèche,
1508 haute MAT) est fortement limitée. L'importance faible du CH₄ dans le bilan de carbone
1509 de la tourbière rend ces erreurs moins critiques que celles faite sur l'estimation de la
1510 PPB. Les incertitudes importantes sur la PPB, sont mises en évidence par les fortes
1511 variations des flux interpolés selon l'équation utilisée. Elles sont la source des variations
1512 observées en termes de bilan. L'ajout d'un indice de végétation diminue d'incertitude
1513 des paramètres du modèle, mais cet apport n'est pas reflété par l'évaluation, malgré la
1514 similarité de la végétation. À l'inverse la RE est bien contrainte. Sur les 2 années la
1515 différence entre les différentes équations utilisées ne dépassent pas 25 gC m⁻² an⁻¹.

1516 **sensibilité du bilan au variation des paramètres**

1517 Outre ces aspects ce bilan de carbone est aussi limité par sa représentativité. Ainsi
1518 la strate arborée fortement présente dans certaines zones n'est pas directement prise
1519 en compte. De la même manière une partie restreinte de la tourbière mais néanmoins
1520 présente est constitué de touradons dont l'effet n'a pas été pris en compte.

1521 **3.4.4 Bilan de CO₂ et végétation**

1522 **3.4.5 Variabilité du recouvrement végétal**

1523 Si quelques placettes proche géographiquement ont des recouvrement végétaux voi-
1524 sins (les placettes p18 et p19 ; p02, p03 et p04 ; p12, p14 et p16) les autres ne présentent
1525 pas un tel lien. Par ailleurs, au sein d'une même classe peuvent être rassemblées des
1526 placettes très éloignées spatialement, les placette p01 et p15 par exemple ou les pla-
1527 cettes p02 et p17 ou p09 et p20. Ceci montre une variabilité spatiale importante du
1528 recouvrement végétal mais également que cette variabilité ne semble pas zonée géogra-
1529 phiquement, selon un gradient quelconque.

3.4. Discussion

1530 Effet du type de végétation majoritaire sur les flux de CO₂ et le bilan de 1531 CO₂

1532 Le calcul des bilans avec les différents groupes de végétation permet de mettre en
1533 évidence des comportements différents des flux selon la végétation majoritaire. Ainsi
1534 le groupe 3 dans lequel la strate herbacée est la plus importante est celui où la PPB
1535 est la plus forte. Ce point semble en cohérence avec la croissance annuelle importante
1536 des herbacées visible sur le terrain. Mais également car la présence d'un Aérenchyme
1537 permet à la molinie et à la linaigrette d'alimenter leurs racines en oxygène malgré un
1538 niveau de nappe très élevé (??)). À l'inverse le groupe 1 dans lequel la strate muscinale
1539 est la plus importante est également le groupe pour lequel la PPB est la plus faible.

1540 (Réf needed)

1541 Pour la RE, ce sont les groupes 3 et 4 qui ont les flux estimés les plus importants
1542 avec une différence d'environ 200 gC m⁻² an⁻¹ avec les deux autres groupes. Malgré
1543 leurs différences, le groupe 2 possède une strate muscinale importante alors qu'elle est
1544 absente dans le groupe 3, ils ont en commun d'avoir une strate arbustive importante.

1545 3.4.6 Représentativité locale du modèle

1546 Distribution des paramètres

1547 Pourquoi certaines placette mieux que d'autres

1548 Concernant la respiration la représentativité locale des modèles calibrés à l'échelle
1549 de l'écosystème semble plus homogène pour le modèle RE-3 que pour le modèle RE-1.

1550 Une telle comparaison entre PPB-1 et PPB-2 n'a pas été possible car vu le faible
1551 nombre de données et la qualité relative des modèles PPB par rapport aux modèles
1552 RE, peu de modèles sont parvenus à converger pour PPB-1 (11 sur 20 placettes) et
1553 pour PPB-2 (17 sur 20 placettes).

1554 3.4.7 perspectives

1555 cartographie ?

1556 4 Effets de l'hydrologie sur les flux de GES

1557

1558	4.1 Introduction	96
1559	4.2 Procédure expérimentale	98
1560	4.2.1 Expérimentation A	98
1561	4.2.2 Expérimentation B	99
1562	4.2.3 traitement	99
1563	4.3 Résultats	101
1564	4.3.1 Expérimentation A	101
1565	4.3.2 Expérimentation B	104
1566	4.3.3 tendances générales	107
1567	4.4 Discussion	107
1568	4.4.1 Comparaison aux mesures <i>in-situ</i>	107
1569	4.4.2 Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz	109
1570	4.4.3 Effet cycles multiples	110
1571		
1572		
1573		

1574 4.1 Introduction

1575 Au cours des deux années de suivis des flux de CO₂ et de CH₄ sur la tourbière de La
1576 Guette, le niveau de la nappe a très faiblement varié comparé aux années précédentes
1577 bien plus sèches. En conséquence l'effet des variations de nappe sur les flux n'a pu être
1578 investigué. Néanmoins l'hydrologie est un facteur contrôlant des flux (**Réf needed**).
1579 Ainsi de nombreuses études ont reliées les émissions de CO₂ au niveau de la nappe (**Réf
1580 needed**). Cependant, aucun consensus n'a encore été atteint : La majorité des études
1581 montrent qu'une tourbière dont le niveau de la nappe est abaissé, soit par un drainage,
1582 soit par une sécheresse, aura tendance à avoir un ENE plus faible. Par exemple, [Strack
1583 et Zuback \(2013\)](#) expliquent des valeurs d'ENE plus faibles qu'escompté, par des me-
1584 sures faites pendant une période relativement sèche. Une observation similaire est faite
1585 par [Aurela et al. \(2007\)](#) qui mesure un ENE plus faible lors d'une année sèche, sur une
1586 tourbière à Carex du sud de la Finlande. Ils attribuent la variation de l'ENE à une
1587 augmentation de la RE et à une baisse de la PPB, dans des conditions plus chaudes
1588 et plus sèches. [Peichl et al. \(2014\)](#) observent également une baisse de l'ENE lors d'une
1589 année où le niveau de la nappe baisse de façon importante, au delà de -30 cm. Ils ex-
1590 pliquent cette baisse par une baisse de la PPB. Cette observation va dans le même sens
1591 que [Lund et al. \(2012\)](#) qui observent en 2008 une baisse de l'ENE sur une tourbière
1592 à sphaignes située au sud de la suède. Les mesures de RE faites cette année là étant
1593 similaires à celles effectuées les autres années, ils lient cette baisse à une diminution de
1594 la PPB. En 2006, sur la même tourbière, [Lund et al. \(2012\)](#) observent une autre baisse
1595 de l'ENE. Mais cette fois, les mesures de PPB à leur tour similaires à celle des autres
1596 années n'expliquent pas cette baisse. À l'inverse de 2008, cette baisse est expliquée par
1597 une augmentation de la RE. Ces inconsistances apparentes peuvent avoir pour origine
1598 des types de sécheresse différente : courte et intense pendant la saison de végétation
1599 de 2006 et d'intensité plus faible mais d'une durée plus longue en 2008. À l'inverse des
1600 résultats précédemment cités, [Ballantyne et al. \(2014\)](#) dans une étude des effets à long

1601 terme d'une baisse du niveau de la nappe, observent pas d'effets significatifs sur l'ENE
1602 tandis que les flux de RE et de PPB augmentent tous les deux. Ces études montrent
1603 que si le niveau de la nappe est reconnu comme un facteur de contrôle des flux de CO₂,
1604 il est difficile d'en dégager des liens de cause à effet répétables.

1605 Concernant le méthane, une baisse du niveau de la nappe est généralement liée à
1606 une baisse des émissions de CH₄, et inversement, le niveau de la nappe contrôlant la
1607 proportion des zones où le CH₄ est produit/oxydé ([Pelletier et al., 2007](#)). [Turetsky et al. \(2008\)](#) montrent par ailleurs que selon leur sens, l'effet des variations du niveau
1608 de nappe sur les flux de CH₄ n'est pas identique. Ils observent ainsi que l'effet est
1609 plus important lorsque le niveau de la nappe est augmenté que lorsqu'il est diminué (\pm
1610 10 cm). Ils font l'hypothèse que le niveau de la nappe, en plus de jouer sur la proportion
1611 production/oxydation, a un effet sur le transfert de chaleur dans le sol. Cette hypothèse
1612 s'appuie sur l'observation de températures plus élevées, que ce soit celles de l'air ou de
1613 la tourbe, dans les zones où le niveau de la nappe a été rehaussé. Cependant d'autres
1614 études, principalement dans des sites où le niveau de la nappe est proche de la surface
1615 du sol, montrent une absence de relation entre le niveau de la nappe et les émissions
1616 de méthane, voire une relation inverse, avec des flux plus faibles liés à des niveaux de
1617 nappe plus élevés ([Kettunen et al., 1996](#); [Bellisario et al., 1999](#); [Treat et al., 2007](#)). Là
1618 encore selon les conditions environnementales, la relation entre les flux de CH₄ et le
1619 niveau de la nappe n'est pas aisément généralisable.

1621 La vitesse de l'augmentation du niveau de nappe semble également jouer sur les
1622 flux, des pics de RE ont été observés après la réhumectation rapide La façon dont
1623 le niveau de la nappe augmente semble également jouer sur les flux. [Strack et Price](#)
1624 ([2009](#)) ont observés qu'une hausse graduelle par le bas de la colonne de sol conduit
1625 à une baisse de la RE, tandis qu'une hausse rapide simulant un événement pluvieux
1626 (par le haut) conduisait à un pic de RE. Ce pic de RE après une réhumectation a
1627 également été observé par [McNeil et Waddington \(2003\)](#). L'objectif de ce chapitre est
1628 donc d'explorer plus en avant l'effet du niveau de la nappe d'eau sur les émissions de
1629 GES, effet peu ou pas visible *in-situ*. Plus précisément il s'agit de déterminer l'effet de

4.2. Procédure expérimentale

1630 cycles de dessication/ré-humectation sur les émissions de CO₂ et de CH₄. On attend
1631 donc qu'une baisse du niveau de la nappe une augmentation des flux de RE, avec
1632 possiblement un pic d'émission au moment de la réhumectation, et une diminution des
1633 flux de méthane. ((Réf needed)cycle multiples effet)

1634 4.2 Procédure expérimentale

1635 L'étude des cycles de dessication/ré-humectation est effectuée sur des mésocosmes,
1636 prélevés à la tourbière de La Guette. L'expérimentation a été réalisée durant l'été 2013
1637 avec un seul cycle relativement long, on s'y référera par la suite comme l'expérimen-
1638 tation A. L'expérimentation a été renouvelée l'été 2014 avec trois cycles, plus courts. On
1639 appellera cette seconde expérimentation, l'expérimentation B (Tableau ??).

1640 4.2.1 Expérimentation A

1641 Six mésocosmes ont été prélevés le 12 avril 2013, sur la tourbière de La Guette. Le
1642 prélèvement s'effectue à l'aide de cylindres de PVC qui, dans un premier temps, posé
1643 sur le sol, permettent de faire un pré-découpage au couteau, puis dans un second temps
1644 sont insérés, délicatement, dans la tourbe. Les mésocosmes sont finalement dégagés en
1645 creusant de chaque côté (Figure 4.1). Les mésocosmes sont transportés au laboratoire
1646 où ils sont enterrés en extérieur et saturé en eau (eau prélevée dans la tourbière), afin
1647 que leur conditions hydrologique de départ soient les plus proche possible (Figure 4.2).
1648 Trois mésocosmes tirés au sort servent de contrôle, et trois vont subir un cycle de
1649 dessication/ré-humectation. À partir du 31 mars 2013 les précipitations ont été inter-
1650 ceptées à l'aide d'abri bâchés installable en cas de pluie et la nuit. Ces interceptions
1651 ont été faites jusqu'au 17 juillet dans les 3 mésocosmes traités pour simuler une séche-
1652 resse. À cette date de l'eau est ajouté aux mésocosmes, que ce soit les contrôles ou les
1653 traitements, pour simuler de fortes précipitations.

1654 4.2.2 Expérimentation B

1655 Le 17 avril 2014, six nouveaux mésocosmes ont été prélevés sur la tourbières de
1656 La Guette et installés près du laboratoire, en suivant le même protocole que pour
1657 l'expérimentation A. Une station météo a été installée à côté des mésocosmes afin de
1658 mesurer la température de l'air, l'humidité relative, le rayonnement solaire, la vitesse et
1659 la direction du vent et les précipitations toutes les 15 minutes. Cette station permettait
1660 également l'enregistrement des températures mesurées par des sondes (T107) installées
1661 à -5, -10, et -20 cm. Les conditions météorologiques moins ensoleillée qu'en 2013
1662 et l'objectif de suivre plusieurs cycles de dessiccation/réhumectation ont nécessité la
1663 mise en place d'un abaissement manuel du niveau de la nappe. Pendant les phases
1664 d'assèchement les niveaux de nappes des placettes traitées étaient donc abaissés en
1665 moyenne de 2,5 cm par jour. Le premier cycle de dessiccation/réhumectation dura du
1666 30 juin au 6 juillet pour la phase de dessiccation et du 7 au 16 juillet pour la phase de
1667 réhumectation. Le deuxième cycle dura du 17 au 28 juillet et du 29 juillet au 3 aout,
1668 Enfin le dernier cycle fut mesuré du 4 au 11 aout pour la dessiccation et du 12 au 14
1669 aout pour la réhumectation.

1670 4.2.3 traitement

1671 Pour les deux expérimentations les variables explicatives sont la température de
1672 l'air, du sol à -5 cm, le niveau de nappe, et l'humidité du sol. La végétation n'a été
1673 suivie que lors de l'expérimentation B. Les placettes subissant les cycles de dessiccation
1674 seront nommées groupe « Dessiccation » et les placettes ne subissant pas les cycles,
1675 groupe « Contrôle ». Ces deux groupes correspondent aux deux traitements utilisés
1676 pour l'analyse statistique. Pour le CO₂, l'analyse a été faite sur les flux moyennés sur
1677 une journée, les flux ayant été généralement mesuré deux fois par jour. Pour le CH₄,
1678 les flux bruts ont été utilisés.

4.2. Procédure expérimentale



FIGURE 4.1 – Prélèvement des mésocosmes (en haut). Mésocosmes installés et protégés de la pluie (en bas).

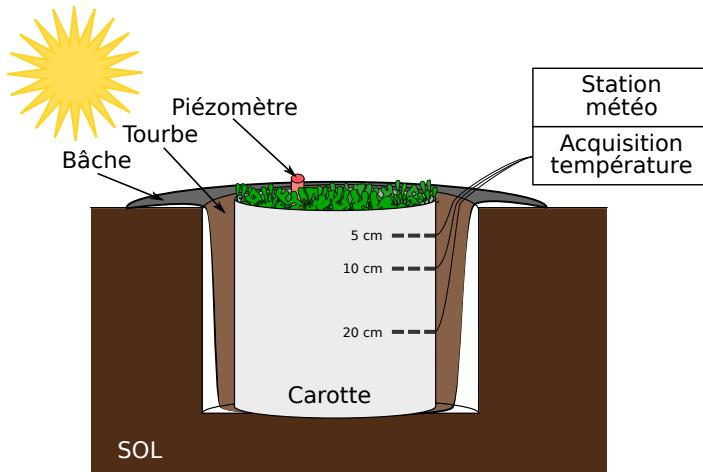


FIGURE 4.2 – Schéma d'un mésocosme

4.3 Résultats

4.3.1 Expérimentation A

Niveau de la nappe

Pendant la phase de dessiccation de l'expérimentation A, on observe une baisse du niveau de la nappe pour les placettes contrôles comme pour les placettes traitements (Figure 4.3–A). Cependant les placettes du groupe Contrôle ont un niveau de nappe relativement élevé jusqu'au 24 juin puis ce niveau baisse fortement alors que les placettes du groupe Dessiccation ont un niveau de nappe qui diminue de façon plus continue sur l'ensemble de la phase. La remontée du niveau de la nappe s'effectue de façon similaire pour les deux groupes. Enfin après la phase de ré-humectation, le niveau de la nappe baisse à nouveau, plus rapidement pour le groupe Dessiccation que pour le groupe Contrôle.

Flux de CH₄

Les émissions de CH₄, varient de 0 et 0,3 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Elles sont similaires entre les deux groupes jusqu'au 24 juin 2013, date à partir de laquelle elles divergent (Figure 4.3–B). À cette date les émissions du groupe contrôle augmentent rapidement pour atteindre $0,55 \pm 0,31 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ tandis que celles du groupe traité restent stable. À la fin de

4.3. Résultats

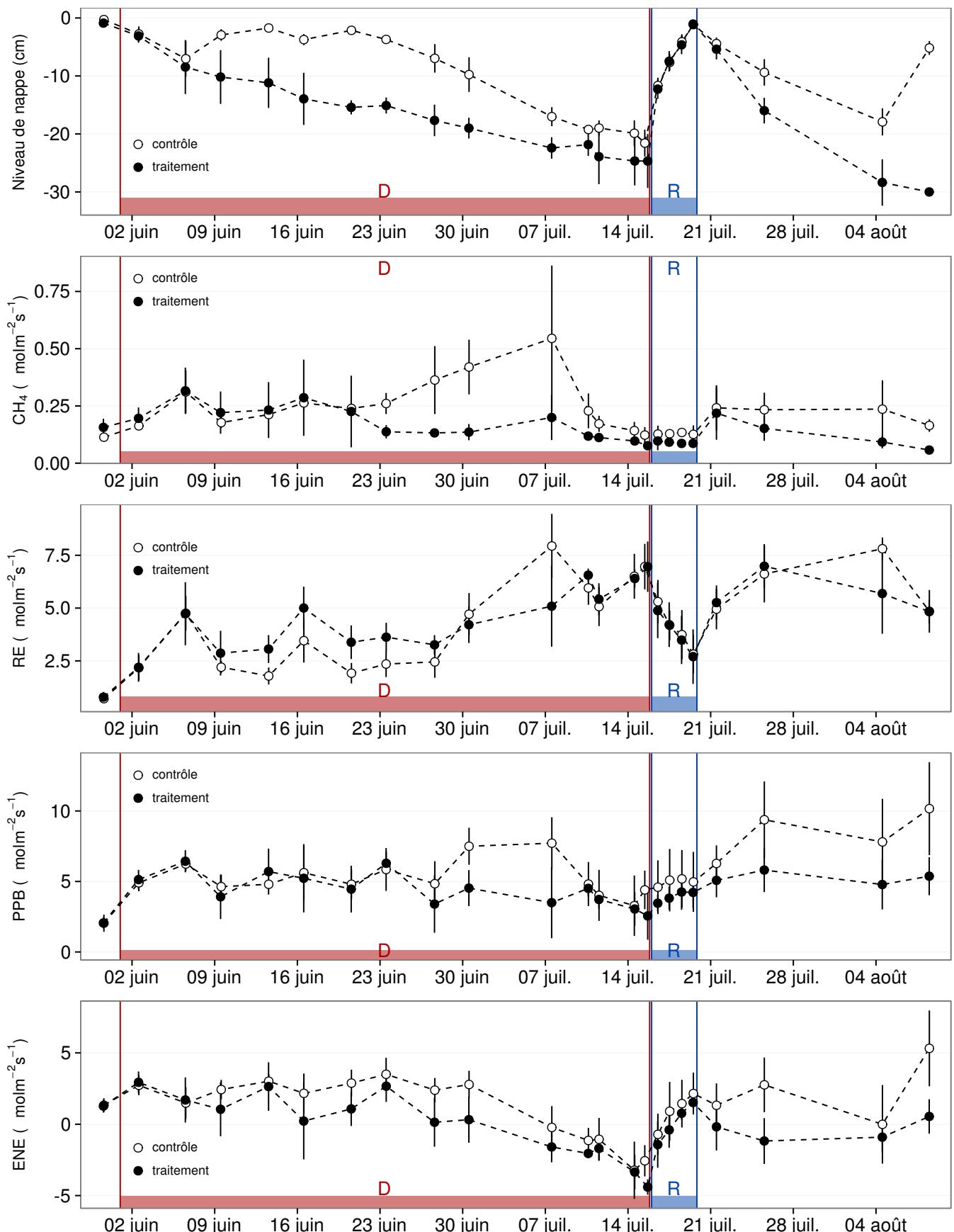


FIGURE 4.3 – Expérimentation A : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, CH_4 , RE, PPB, ENE en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent à la phase de dessiccation (D) en rouge et à la phase de réhumectation (R) en bleu.

la phase de dessiccation, mi-juillet, les deux groupes retrouvent des niveaux d'émission similaires compris entre $0,1$ et $0,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Ces niveaux restent constant pendant toute la phase de réhumectation, avant d'augmenter légèrement par la suite pour se situer entre $0,25 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ et $0,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

1700 Flux de CO₂

Pendant la phase de dessiccation, les valeurs de la RE tendent à augmenter quel que soit le groupe de placettes considéré (Figure 4.3–C). Ces valeurs inférieures à $2,5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ début juin, atteignent environ $7 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour les deux groupes mi-juillet, avant la réhumectation. Cependant la RE du groupe Dessiccation augmente régulièrement pendant l'ensemble de cette phase jusqu'à $3,26 \pm 0,46 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, tandis que les valeurs du groupe Contrôle restent, dans un premier temps, stable jusque fin juin ($2,45 \pm 0,75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). À partir de début juillet, les valeurs de RE du groupe Contrôle augmentent fortement dépassant les valeurs du groupe Dessiccation. La RE de ce groupe atteint un maximum à $7,93 \pm 1,52 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ le 8 juillet avant de retrouver des valeurs proche de celles observées dans le groupe Dessiccation. Cette augmentation brusque correspond temporellement à celle observé, pour le même groupe, dans les flux de CH₄. Lors de la phase de réhumectation, les flux de RE diminuent de façon très similaire pour les deux groupes pour atteindre $2,75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en juin. Ce minimum reste cependant plus élevé que les valeurs mesurées initialement. Après la phase de réhumectation, les flux des deux groupe restent relativement proches pendant le reste des mesures, où ils remontent à mesure que le niveau de la nappe diminue à nouveau.

Pour les deux groupes, les flux de PPB restent stables pendant la phase de dessiccation (Figure 4.3–D) : 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 moyenne pour les deux groupes) jusqu'au 24 juin. Ensuite comme pour le CH₄ et la RE, les valeurs de la PPB du groupe Contrôle augmentent et s'écartent de celles mesurées dans le groupe Dessiccation. À la fin de cette phase de dessiccation les flux redéviennent identiques entre les traitements. Par ailleurs, à la fin de cette phase, les flux diminuent légèrement atteignant un minimum proche de $3 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Pendant la phase de réhumectation, la PPB augmente légèrement pour les deux groupes. La PPB

4.3. Résultats

1725 dans le groupe de contrôle a des valeurs supérieures à celles du groupe Dessiccation.
1726 Après la réhumectation, la PPB augmente pour les deux groupes, avec un maximum de
1727 $5,83 \pm 1,61 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour le groupe Dessiccation et de $10,17 \pm 3,30 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1728 pour le groupe Contrôle.

1729 L'ENE est systématiquement supérieure pour le groupe Contrôle, avec une cinétique
1730 parallèle des flux pour les deux groupes (Figure 4.3–E). Pendant la phase de dessicca-
1731 tion, l'ENE reste relativement constante jusque fin juin avec une valeur moyenne pour
1732 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
1733 groupe Dessiccation tend à augmenter du 10 au 30 juin environ, avant que les valeurs
1734 du groupe de Contrôle ne rejoignent celles du groupe Dessiccation. Au delà du 24 juin,
1735 l'ENE baisse fortement pour les deux groupes pour atteindre un minimum proche de
1736 $-4,5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Pendant la phase de réhumectation l'ENE monte rapidement pour
1737 atteindre $1,52 \pm 0,36$ et $2,15 \pm 1,47 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour le groupe Contrôle et de groupe
1738 Dessiccation respectivement. Après la réhumectation, l'ENE du groupe Contrôle va-
1739 rie en suivant généralement les variations du niveau de nappe. Pour le groupe traité,
1740 l'ENE baisse par rapport au maximum atteint lors de la réhumectation puis se stabilise
1741 autour de 0.

1742 L'effet des variations du niveau de la nappe sur la PPB est quasiment nul (Fi-
1743 gure 4.5–E), même si la PPB semble diminuer aux plus fortes profondeurs. Les va-
1744 riations de la RE sont principalement liée au niveau de la nappe (Figure 4.5–C) Par
1745 conséquent, les variation de RE se répercutent sur l'ENE (Figure 4.5–G). Pour le CH₄ il
1746 est également difficile de distinguer des tendances générales entre les flux et les niveaux
1747 de nappe (Figure 4.5–A).

1748 4.3.2 Expérimentation B

1749 Contrairement à l'expérimentation A, le niveau de nappe du groupe Contrôle de
1750 l'expérimentation B reste relativement constant pendant l'ensemble de la période de
1751 mesure. Le drainage artificiel du groupe Dessiccation permet d'abaisser le niveau de la
1752 nappe d'une quinzaine de centimètres en moyenne pour chaque cycle (Figure 4.4–A).

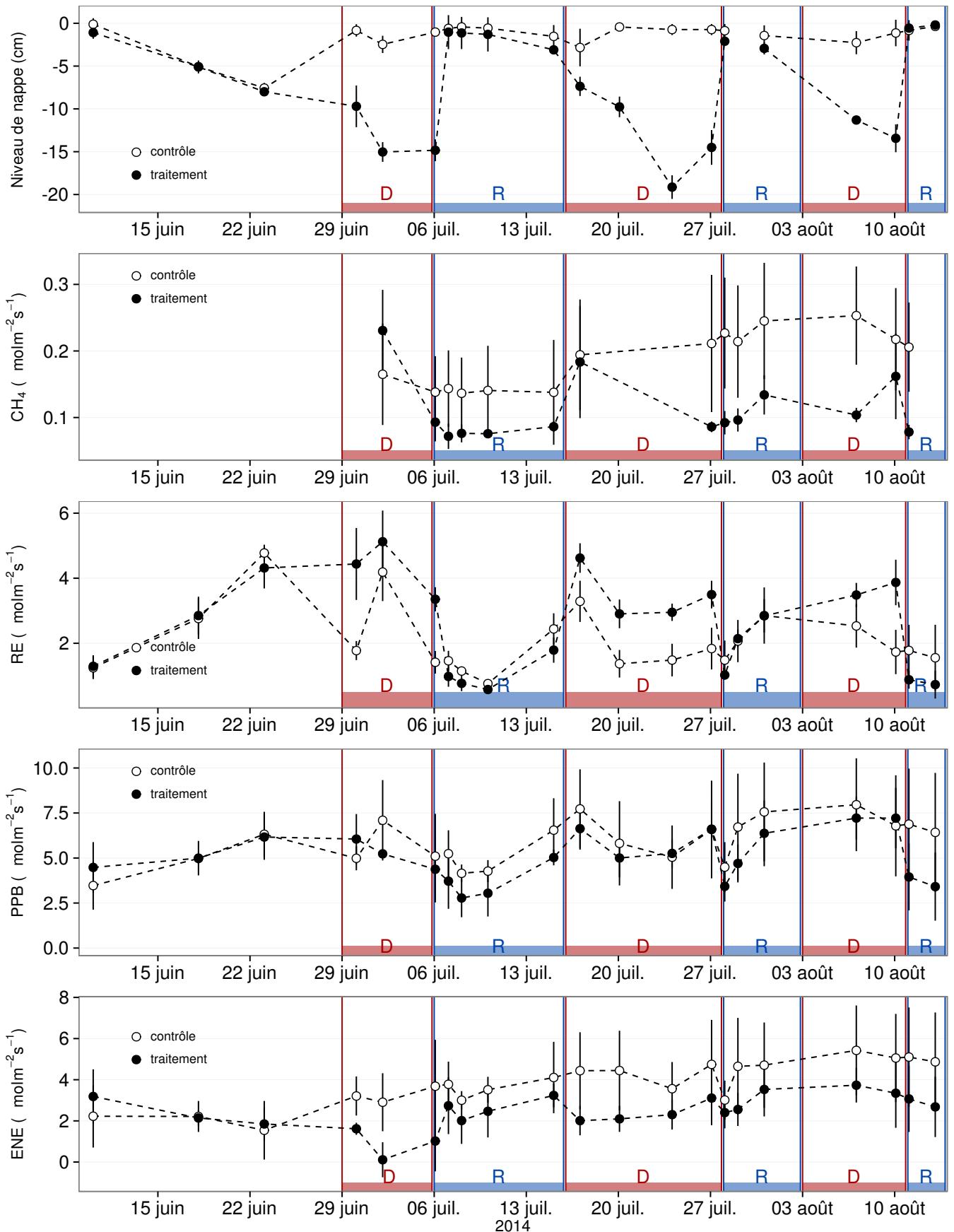


FIGURE 4.4 – Expérimentation B : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, CH_4 , RE, PPB, ENE en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent aux phases de dessiccation (D) en rouge et aux phases de réhumectation (R) en bleu.

4.3. Résultats

1753 Les flux de CH₄ moyen varient entre 0,07 à 0,34 µmol m⁻² s⁻¹. Les flux du groupe
1754 Contrôle, à l'exception de la première mesure, sont supérieurs aux flux du groupe Des-
1755 siccation, (moyennes globales de 0,20 ± 0,06 et 0,11 ± 0,05 µmol m⁻² s⁻¹, respective-
1756 ment. Les émissions du groupe Contrôle tendent à augmenter sur la période de mesure.
1757 Une tendance similaire, est également visible pour le groupe Dessiccation. Concernant
1758 les cycles de dessiccation/réhumectation, il est difficile de dégager des comportements
1759 communs entre eux, même si l'assèchement conduit à une baisse des émissions (Fi-
1760 gure 4.4-B) Cette relation, mise en exergue pas un nombre de points très faible, n'ap-
1761 paraît cependant pas sur l'ensemble des données (Figure 4.5-B). Un pic d'émission de
1762 CH₄ est également à noter pour chaque cycle pendant la phase de dessiccation.

1763 La RE varie pour les deux groupes entre 0,42 et 5,12 µmol m⁻² s⁻¹ (Figure 4.4-
1764 C)). Avant le démarrage des manipulations du niveau de la nappe, les valeurs des
1765 deux groupes sont très proches et augmentent tandis que le niveau de nappe diminue.
1766 Pendant les phases de dessication, les valeurs du groupe Dessiccation sont systéma-
1767 tiquement supérieures, de 1,5 à 1,8 µmol m⁻² s⁻¹en moyenne par phase, par rapport
1768 à celle du groupe Contrôle. À l'inverse pendant les phases de réhumectation les flux
1769 entre les deux groupes sont beaucoup plus proches avec une tendance de la RE du
1770 groupe Contrôle à être supérieure à celle du groupe Dessiccation. La RE du groupe
1771 traité est systématiquement plus faible pendant les phases de réhumectations que pen-
1772 dant les phases de dessications. En moyenne la RE vaut respectivement 2,28 ± 1,00 et
1773 3,86 ± 0,80 µmol m⁻² s⁻¹ pour les groupes Contrôle et Dessiccation pendant les phases
1774 de dessiccation et 1,70 ± 0,62 et 1,51 ± 0,98 µmol m⁻² s⁻¹ pendant les phases de réhu-
1775 mectation.

1776 Sur l'ensemble de la période de mesure la PPB est comprise entre 2,78 et 7,96 µmol m⁻² s⁻¹.
1777 Avant le début des traitements les flux des deux groupes sont similaires (Figure 4.4-D).
1778 À partir de la première phase de dessiccation, la PPB du groupe Contrôle supérieure
1779 à celle du groupe Dessiccation. Pour les deux groupes, la PPB est plus importante lors
1780 des phases de dessiccation comparée aux phase de réhumectation, avec des moyennes
1781 respectives de 6,35 ± 2,19 contre 5,80 ± 2,20 pour le groupe Contrôle et de 5,95 ± 1,46

1782 contre $4,05 \pm 1,60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour le groupe Dessiccation.

1783 Les valeurs d'ENE mesurées sont comprises entre $0,11$ et $5,42 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, elles ont
 1784 tendance à augmenter au cours du temps. Passé la période pré-traitements pendant la-
 1785 quelle les flux de l'ENE sont similaires pour les deux groupes l'ENE du groupe Contrôle
 1786 est systématiquement supérieure à celle du groupe Dessiccation (Figure 4.4–E). L'évo-
 1787 lution des deux groupes reste cependant relativement conjointe pendant la période de
 1788 mesure avec pour le groupe Dessiccation une diminution récurrente de l'ENE au début
 1789 de chaque phase de dessiccation.

1790 4.3.3 tendances générales

1791 Pour les deux expérimentations une relation nette est visible entre le niveau de la
 1792 nappe et l'ENE qui diminue lorsque le niveau de nappe augmente (Figure 4.5–G,H).
 1793 La relation inverse est visible, pour les deux expérimentations, entre la RE et le niveau
 1794 de la nappe (Figure 4.5–C,D). La PPB ne montre aucune tendance quelle que soit
 1795 l'expérimentation. On peut noter que les valeurs de PPB les plus faibles correspondent
 1796 aux niveaux de nappe les plus élevés(Figure 4.5–E,F). Pour le méthane, que ce soit
 1797 pour l'expérimentation A ou B, aucune tendance ne semble se dégager vis à vis du
 1798 niveau de la nappe (Figure 4.5–A,B).

1799 4.4 Discussion

1800 4.4.1 Comparaison aux mesures *in-situ*

1801 Les flux moyen de CH_4 mesurés dans les mésocosmes des deux expérimentations
 1802 font partie des valeurs hautes mesurées sur le terrain. Certaines campagnes dépassent
 1803 nettement, en faisant plus que doubler, le maximum de $0,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ mesuré en
 1804 2014 sur la tourbière de La Guette.

1805 Pour le CO_2 les flux sont généralement dans la gamme des valeurs mesurées sur

4.4. Discussion

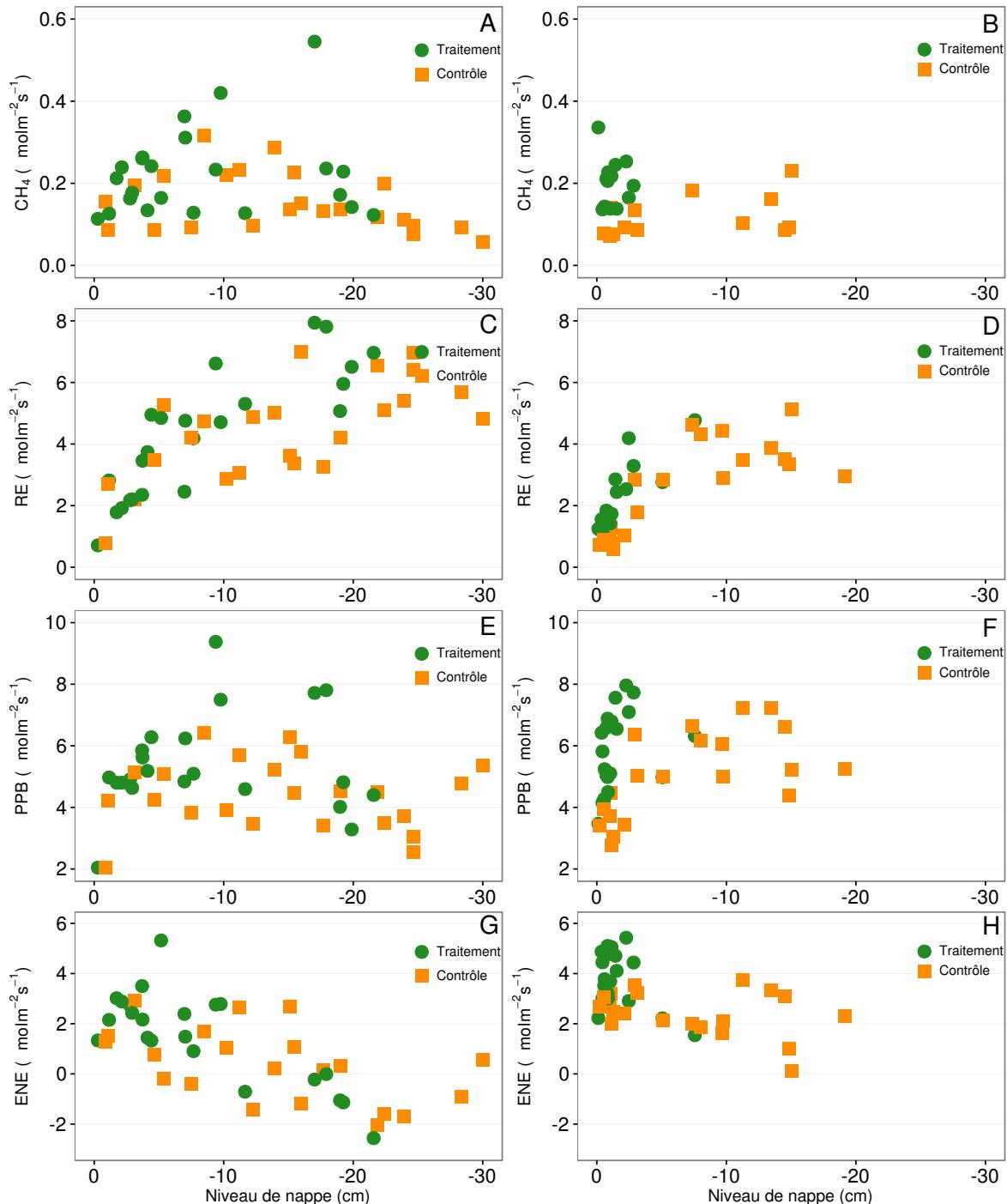


FIGURE 4.5 – Relations entre les flux de GES et le niveau de la nappe

la tourbière de La Guette. Pour l'expérimentation A, l'ENE moyen est plus faible que celui mesuré sur le terrain la même année : $0,81$ contre $2,85 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Pour l'expérimentation B en revanche l'ENE moyen vaut $0,71 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ce qui est relativement proche de celui mesuré sur le terrain : $2,93 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Les flux de RE et de PPB sont moins fort que les flux mesurés sur le terrain mais restent dans leur gamme de valeurs. Ces comparaisons sont par ailleurs à relativiser puisque les mesures de flux n'ont pas nécessairement lieu aux mêmes moment de la journée.

Comme pour la RE, les flux de PPB sont du même ordre de grandeur que ceux mesurés sur le terrain, mais dans la gamme basse : les maxima moyens mesurés dans les mésocosmes sont d'environ $7,5$ pour des valeurs de $13 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ mesuré directement sur la tourbière.

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

Les résultats de ces deux expérimentations montrent une augmentation de la RE quand le niveau de la nappe diminue. Ceci est en accord avec les résultats d'autres études que ce soit in-situ ([Ballantyne et al., 2014](#)) ou en mésocosmes ([Blodau et al., 2004; Dinsmore et al., 2009](#)). Dans ces deux dernières publications, la baisse du niveau de la nappe diminue la PPB. Pas de variations significatives de la PPB avec le niveau de la nappe n'est visible dans les données présentées, même si une légère tendance semble émergée aux plus fortes profondeur de nappe pour l'expérimentation A. Cette absence d'effet du niveau de la nappe sur la PPB peut, être liée à la profondeur des mésocosmes (30 cm). En effet dans [Blodau et al. \(2004\)](#) et [Dinsmore et al. \(2009\)](#), les mésocosmes utilisés sont plus grands, 75 et 41 cm respectivement, ont permis d'abaisser le niveau de l'eau au delà de -30 cm . Cette limite a été rapportée plusieurs fois comme étant un seuil au delà duquel son observés des changements importants ([Blodau et al., 2004; Peichl et al., 2014](#)). Ce seuil est expliqué comme étant la limite au delà de laquelle les forces de capillarités ne permettent plus d'alimenter en eau les sphagnes ([Rydin et Jeglum, 2013b; Ketcheson et Price, 2014](#)). Il résulte des constats précédents qu'une

4.4. Discussion

1834 baisse du niveau de nappe, faisant augmenter la RE et ne changeant pas ou peu la
1835 PPB, conduit à une baisse de l'ENE. Cette diminution de l'ENE est cohérente avec la
1836 littérature, que ce soit des expérimentations en mésocosmes ([Aerts et Ludwig, 1997](#);
1837 [Blodau *et al.*, 2004](#)), ou in-situ ([Bubier *et al.*, 2003](#); [Sonnentag *et al.*, 2010](#)). Malgré
1838 tout l'extrapolation de ses résultats à d'autres situations n'est pas aisée car fortement
1839 fonction du contexte. D'autre études n'ont, par exemple, pas observé d'influence du
1840 niveau de la nappe sur la RE ([Updegraff *et al.*, 2001](#)). Par ailleurs [Laiho \(2006\)](#) a
1841 montré l'importance du contexte et notamment celui de l'échelle de temps considéré
1842 qui peut impliquer des phénomènes différents et donc avoir des conséquences différentes.

1843 La dépendance entre les flux de CH₄ et le niveau de la nappe, devant conduire à une
1844 baisse des émissions quand le niveau de la nappe diminue, comme décrite dans [Aerts et](#)
1845 [Ludwig \(1997\)](#), [Pelletier *et al.* \(2007\)](#) ou [Turetsky *et al.* \(2008\)](#), n'a pas été clairement
1846 observée. Ce constat rejoins d'autres études dans lesquelles une relation inverse ou un
1847 absence de relation a été trouvé entre le CH₄ et le niveau de la nappe [Kettunen *et al.*](#)
1848 ([1996](#)); [Bellisario *et al.* \(1999\)](#); [Treat *et al.* \(2007\)](#). L'observation d'un pic de méthane
1849 suivant de quelques jours une phase de hausse du niveau de la nappe, est également
1850 rapportée par [Kettunen *et al.* \(1996\)](#). (**And so what ?**)

1851 4.4.3 Effet cycles multiples

1852 5 Variation journalière de la respiration de
1853 l'écosystème (article)

1854		
1855	5.1 Introduction	112
1856	5.1.1 Study sites	114
1857	5.1.2 Data acquisition	114
1858	5.1.3 Data synchronisation	115
1859	5.1.4 Sensitivity of ER to temperature	115
1860	5.1.5 Testing difference between daytime and nighttime ER sensitivity to temperature	116
1861	5.1.6 Physico-chemical characterisation of the peat	116
1862	5.2 Results	117
1863	5.2.1 Air temperature and ER variability	117
1864	5.2.2 ER and soil temperature synchronisation	119
1865	5.2.3 Model implementation	120
1866	5.2.4 ER and temperature relationship	120
1867	5.2.5 Q_{10} evolution	122
1868	5.2.6 Daytime and nighttime differences	122
1869	5.2.7 Peat characterisation	125
1870	5.3 Discussion	125
1871	5.3.1 ER differences between sites	125
1872	5.3.2 Time-delay between temperature and ER	128
1873	5.3.3 Synchronising ER and temperature improves ER sensitivity to temperature representation	129
1874	5.3.4 Differences between daytime and nighttime ER measurements	129
1875	5.3.5 Q_{10} sensitivity to temperature depth and synchronisation	130
1876	5.4 Conclusions	130
1877		
1878		
1879		
1880		
1881		

1882 5.1 Introduction

1883 At a global scale, Ecosystem Respiration (ER) and photosynthesis are the most
1884 important fluxes between the atmosphere and the biosphere, accounting for 98 and
1885 123 PgC yr⁻¹, respectively (Bond-Lamberty et Thomson, 2010; Beer et al., 2010). By
1886 contrast the fossil fuel and cement production flux is one order of magnitude lower, at
1887 7.8 PgC yr⁻¹ (Ciais et al., 2014). Consequently, even small variations in the ecosystem
1888 fluxes may result in substantial changes in carbon (C) storage dynamics. This can have
1889 a significant effect on the global C budget, in particular on atmospheric C concentration.
1890 The C stock in natural ecosystems is divided into two pools : vegetation, which contains
1891 450 to 650 Pg C, and the soil which contains 1500 to 2400 Pg C (Prentice et al., 2001;
1892 Eswaran et al., 1993; Batjes, 1996). Across the world, the soil organic C (SOC) pool is
1893 spatially heterogeneous in terms of source and physical conditions, leading to variable
1894 storage rates between ecosystem types. Peatlands are efficient C storage ecosystems.
1895 They cover only 3 % of the global terrestrial area, but contain from 270 to 455 Pg C as
1896 SOC, i.e. from 10 to 30 % of the world's soil C (Gorham, 1991; Turunen et al., 2002).
1897 Thus, peatlands are considered as a "hot spots" for SOC storage, and their evolution
1898 under current environmental changes deserves attention.

1899 As in many other terrestrial ecosystems, many factors affect ER variability in peat-
1900 lands : temperature, soil water content, vegetation, and substrate supply (Luo et Zhou,
1901 2006b). All these factors are thought to be affected by global change, with unknown
1902 consequences on the C balance (Limpens et al., 2008). ER is often related to tempe-
1903 rature : either to air temperature (e.g., ?), or soil temperature. The most commonly
1904 used soil temperatures are those at -5 cm (Ballantyne et al., 2014; Görres et al., 2014)
1905 and -10 cm (Kim et Verma, 1992; Zhu et al., 2015). In some studies, different depths
1906 are used and the selected one depends on the goodness-of-fit (Günther et al., 2014;
1907 Zhu et al., 2015). All these studies use the chamber method to measure gas fluxes.
1908 Even though most studies use -5 cm soil temperature, no clear consensus 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.

5.1. Introduction

1938 The aim of this study was (i) to highlight any time-delay at the daily timescale
1939 between ER and soil temperature at different depths in peatlands (ii) to assess the
1940 effect of synchronisation between ER and temperature in the representation of the diel
1941 ER variations (iii) to use the improved model to assess whether there is a difference
1942 between nighttime and daytime ER.

1943 5.1.1 Study sites

1944 The study was performed on four French *Sphagnum*-dominated peatlands : Berna-
1945 douze (BDZ, Ariège ; 3.75 ha, N 42°48'09", E 1°25'24", 1400 m), Frasne (FRN, Doubs ;
1946 98 ha, N 46°49'35", E 6°10'20", 836 m), Landemarais (LDM, Ille-et-vilaine ; 23 ha,
1947 N 48°26'30", E 1°10'54", 154 m), and La Guette (LGT, Cher ; 26 ha, N 47°19'44", E
1948 2°17'04", 145 m). Mean annual air temperatures and annual rainfalls were 6, 7.5, 11,
1949 11°C, and 1700, 1400, 870, 880 mm for BDZ, FRN, LDM and LGT respectively. During
1950 the measurements the water table level remained constant at to -12, -7, -35 and -9 cm
1951 for BDZ, FRN, LDM and LGT.

1952 5.1.2 Data acquisition

1953 Fieldwork was conducted between July and October 2013. In each site, four plots
1954 (replicates) with similar plant cover were chosen. Four cylindrical PVC collars (diame-
1955 ter : 31 cm, height : 15 cm) were inserted into the peat the day before beginning the
1956 measurements. For 72 hours, CO₂ fluxes were measured in the 4 plots once an hour
1957 in random order. These measurements were undertaken using a closed static cham-
1958 ber (diameter of 30.5 cm, height of 30 cm), with a GMP343 Vaisala probe. ER was
1959 measured with a transparent chamber covered by an opaque material to avoid input of
1960 photosynthetic active radiation. Inside the chamber the air was homogenized with a fan
1961 in order to minimize concentration gradients ([Pumpenan et al., 2004](#)). Measurement
1962 lasted a maximum of 5 min with CO₂ concentration recorded every 5 seconds as well
1963 as the relative humidity and the temperature inside the chamber.

1964 In each site a weather station and a data logger were set up near the plots to provide

¹⁹⁶⁵ meteorological and environmental data recorded every second : surface temperature (air
¹⁹⁶⁶ temperature as close as possible to the surface : 5 cm), peat temperature (at -5, -10,
¹⁹⁶⁷ -20 and -30 cm depth), air relative humidity and solar radiation.

¹⁹⁶⁸ After the 72 hours of measurements four peat cores (30 cm height and 15 cm
¹⁹⁶⁹ diameter), one for each replicate, were extracted at each site for physico-chemical cha-
¹⁹⁷⁰ racterisation.

¹⁹⁷¹ 5.1.3 Data synchronisation

¹⁹⁷² The synchronisations between ER fluxes and temperatures were calculated for each
¹⁹⁷³ depth and time-delays : The acquisition frequency between temperature and ER were
¹⁹⁷⁴ different. Thus an average of the temperatures recorded during the ER measurement
¹⁹⁷⁵ time was calculated for all depths at the corresponding CO₂ flux measurement time.

¹⁹⁷⁶ Then the temperature averaging procedure was repeated at 10-minute increments, until
¹⁹⁷⁷ a 24 hour shift. The 10-minute step was a compromise between precision and calculation
¹⁹⁷⁸ time. Next a correlation coefficient was calculated for each time step and temperature
¹⁹⁷⁹ measurement depth. Finally the synchronisation was determined for each depth, by
¹⁹⁸⁰ selecting the time-delay corresponding to the highest correlation coefficient. Negative
¹⁹⁸¹ correlations caused by the phase shift were discarded.

¹⁹⁸² 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)

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

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

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

¹⁹⁸³ ER was estimated using air temperature, soil temperatures at -5, -10, -20 and -30

1984 cm depth with both non-synchronised and synchronised datasets. Calculations were
1985 implemented in R, and modelled data were adjusted to measured data using Ordinary
1986 Least Squares (OLS). The goodness-of-fit was estimated by calculating the regression
1987 coefficient (R^2) and the root mean square error normalized by the mean (NRMSE).

1988 5.1.5 Testing difference between daytime and nighttime ER 1989 sensitivity to temperature

1990 To test whether the relationship between ER and temperature differed during day-
1991 time and nighttime, the dataset was split into two groups which were then compared.
1992 The data between 10 am and 5 pm were considered as representative of the day and
1993 data between 11 pm and 6 am as representative of the night. Only the air temperature
1994 and the -5 cm depth peat temperature (with synchronised and non-synchronised data)
1995 were investigated as they provide the best ER representation. The data for day and
1996 night were centred to account for natural differences in measurement, since : during
1997 the day both temperature and ER are higher than in the night. Using these centred
1998 data, ratios between ER and temperatures were calculated. Finally a paired Student's
1999 t test was applied on the mean of the replicate for each site and each temperature to
2000 assess the significance of the differences between day and night measurements.

2001 5.1.6 Physico-chemical characterisation of the peat

2002 In the laboratory, two peat cores from each site were immersed in water during 24
2003 hours to saturate the pores. Then, the cores were soaked overnight to get rid of the
2004 water filling the effective porosity. At 5 cm steps, a piece of peat with a known volume
2005 (V , cm^3) was cut and weighed (W_1 , g). Then, the samples were dried at 50°C for 48
2006 hours and weighed (W_2 , g). Total porosity (Φ_T , dimensionless), retention porosity (Φ_R ,
2007 dimensionless), effective porosity (Φ_E , dimensionless) and bulk density (Bd , g cm^{-3})
2008 were calculated as follows :

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

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

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

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

2009 Peat density (ρ_{peat}) was set at 1.45 according to [Kennedy et Price \(2005\)](#). Then
2010 the peat was crushed and C, H, N and S analyses were performed with an elemental
2011 analyser (Thermo Flash analyser).

2012 5.2 Results

2013 5.2.1 Air temperature and ER variability

2014 Mean surface air temperatures were about 14-15 °C for all sites, except for LGT
2015 which was 20.8 ± 7.4 °C, (Figure 5.1 – H). The lowest mean temperature and amplitude
2016 were found at BDZ : 14.4 ± 3.3 °C (Figure 5.1 – E). In LDM and FRN, the mean surface
2017 air temperatures were respectively 14.9 ± 8.7 °C and 15.0 ± 10.3 °C (Figure 5.1 – F,
2018 G) Surface air temperature was the highest in FRN.

2019 At -5 cm depth, BDZ and LGT had lower mean temperatures than at the surface :
2020 14.1 ± 1.5 °C and 20.3 ± 1.7 °C respectively, whereas the opposite was observed in FRN
2021 and LDM with 16.3 ± 2.4 °C and 15.9 ± 1.0 °C respectively. Mean soil temperatures
2022 were still higher at -10 cm for both sites, but only in LDM at -20 cm. At -30 cm
2023 the soil temperature amplitude ranged from 0.2 in LDM to 0.6 in LGT and FRN.
2024 Overall conditions were warmer in LGT than in the other sites and LDM, despite a
2025 large amplitude of surface air temperature, had a particularly low soil temperature
2026 amplitude.

5.2. Results

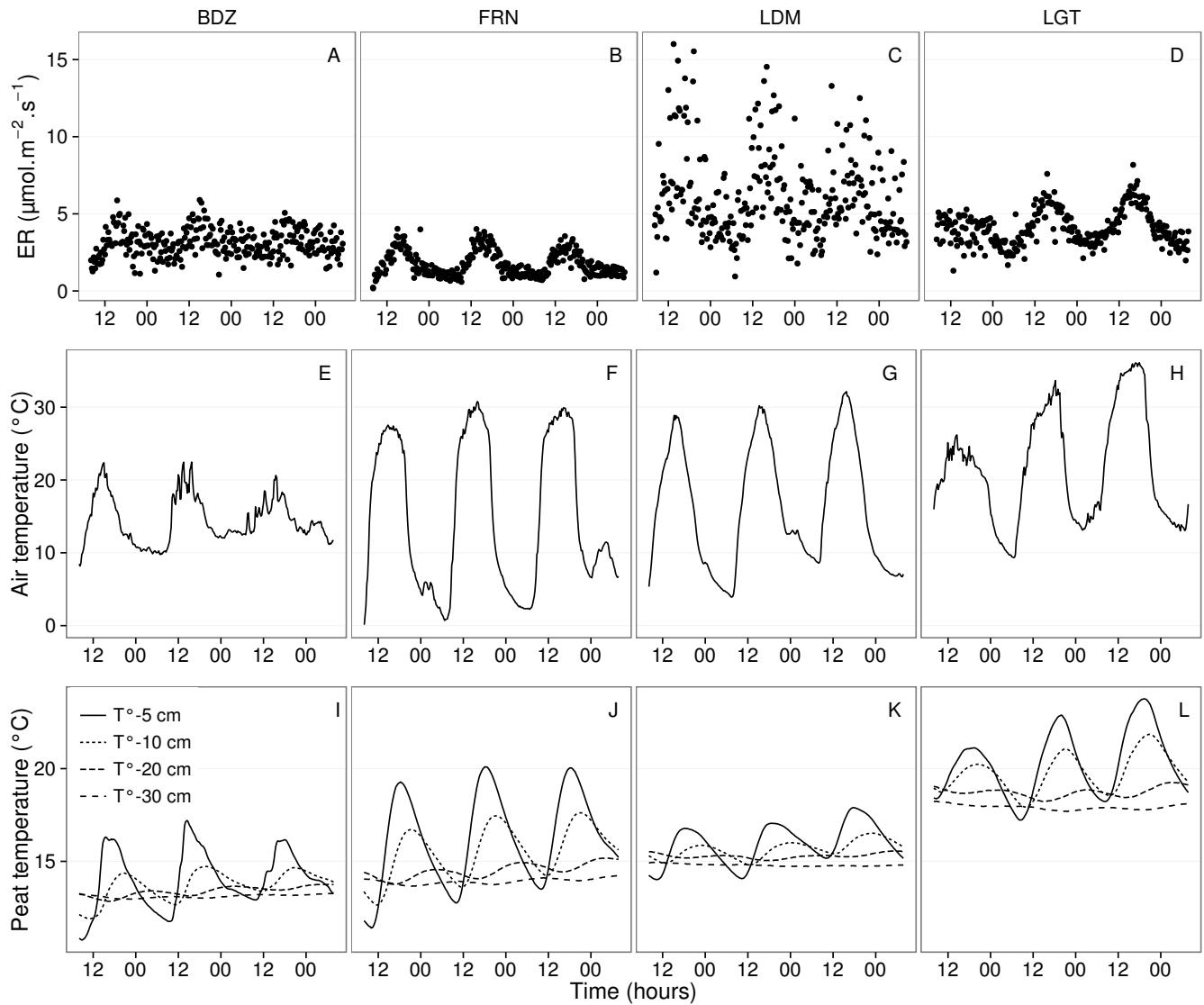


FIGURE 5.1 – Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).

2027 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 2029 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 $4.10 \pm 1.15 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ 2031 respectively (Figure 5.1 – A, B)

2033 5.2.2 ER and soil temperature synchronisation

2034 Figure 5.1 shows that the deeper the temperature was measured, the greater the
 2035 shift with respect to ER. Taking this shift into account by synchronising soil tempera-
 2036 tures with ER led to a significant positive linear correlation between the temperature
 2037 measurement depth and the synchronisation time-delay (all sites pooled, $R^2=0.94$,
 2038 $p<0.001$; Figure 5.2). The range of estimated time-delays decreased with depth up to
 2039 -20 cm. At this depth the time-delay was 12 hours, i.e. a phase inversion on a daily
 2040 timescale. For the three sites other than LDM, the slopes of the time-delay and mea-
 2041 surement depth relationship were in a close range : 0.56, 0.54, 0.52 for FRN, BDZ and
 2042 LGT respectively. The relationship for LDM was higher at -30 cm, leading to a steeper
 2043 slope (0.66) than in the other sites (Figure 5.2). At the other depths, this site always
 2044 had the highest time-delay, though the values were close to those of the other sites.
 2045 BDZ always had the lowest time-delay, but like LDM, the values were close to those of
 2046 the other sites, although slightly lower at -5 cm depth.

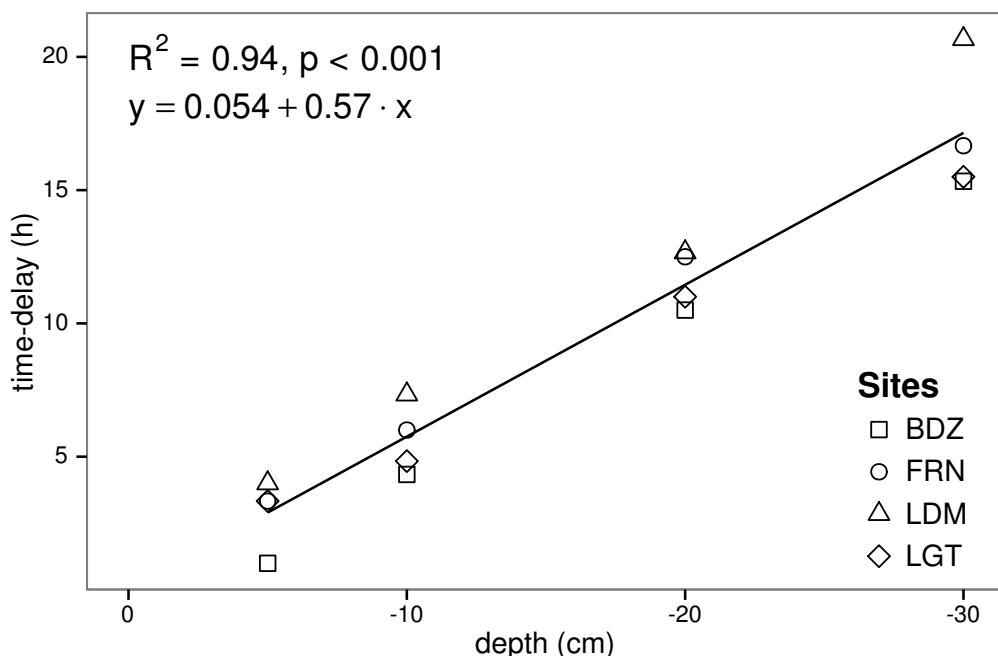


FIGURE 5.2 – Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT)

2047 5.2.3 Model implementation

2048 For both types of model (using non-synchronised and synchronised data), the dif-
2049 ferences between the 3 tested models were very small. The greatest differences, in R^2
2050 values, were 0.07 and 0.05 for non-synchronised and synchronised data respectively,
2051 whereas differences in NRMSE maximum values were 1.28 and 1.14 (Table 5.1). In
2052 most cases the linear model led to a slightly better R^2 than the others. As the diffe-
2053 rences between equations were small, however, we will describe the exponential model
2054 in the following sections, because (i) it is the most widely used model to describe the
2055 ER-temperature relationship and (ii) the Q_{10} value can be derived from this equation.
2056 This will allow the comparison of the results of our study to others.

2057 5.2.4 ER and temperature relationship

2058 The relationship between air temperature and ER, using the exponential model, was
2059 better in LGT and FRN ($R^2 > 0.55$) than in LDM and LDM ($R^2 < 0.35$) (Table 5.1).
2060 Nevertheless in all sites and with both linear and exponential models, using synchro-
2061 nised soil temperatures gave a better account of the ER variability than their non-
2062 synchronised counterparts (Figure 5.3). The goodness of fit (R^2) increased on average
2063 by 0.26 to 0.35 at -5 cm and -10 cm depth respectively. The degree of improvement
2064 varied however between sites. For instance, at -5 cm depth R^2 between synchronised
2065 and non-synchronised models increased by only 0.04 in BDZ while it increased by 0.47
2066 in FRN. The improvement gained by using synchronised data was higher at -5 cm and
2067 -10 cm than at deeper layers, with 0.12, 0.11 on average for -20 and -30 cm depth
2068 (Figure 5.3).

2069 A similar observation can be made for NRMSE. Regardless of some exceptions at
2070 deeper layers especially at -20 cm depth, the NRMSE values show that using syn-
2071 chronised data rather than non-synchronised ones improved the representation of ER
2072 variability at a daily timescale, indicating that depth measurements dependence is
2073 smaller for models using synchronised data than for models using non-synchronised

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	NRMSE
Bernadouze												
0	0.22	25.88	0.19	26.09	0.19	26.09	0.22	25.88	0.19	26.09	0.19	26.09
-5	0.23	25.66	0.20	25.89	0.20	25.89	0.27	25.18	0.24	25.40	0.24	25.40
-10	0.02	28.92	0.03	29.26	0.03	29.26	0.23	25.72	0.22	25.90	0.22	25.91
-20	0.04	28.64	0.03	28.98	0.03	28.98	0.13	27.79	0.13	28.16	0.13	28.15
-30	0.02	28.93	0.02	29.28	0.02	29.28	0.05	29.54	0.05	29.92	0.05	29.92
Frasne												
0	0.66	27.58	0.63	26.74	0.63	26.96	0.66	27.58	0.63	26.74	0.63	26.96
-5	0.19	42.34	0.21	43.00	0.21	43.01	0.68	26.34	0.68	25.02	0.68	25.06
-10	0.01	46.73	0.00	48.01	0.00	48.01	0.59	29.98	0.60	29.20	0.60	29.22
-20	0.34	38.29	0.27	38.78	0.27	38.77	0.34	38.05	0.36	39.17	0.36	39.16
-30	0.03	46.30	0.03	47.47	0.03	47.47	0.18	43.66	0.19	44.75	0.19	44.74
Landemarais												
0	0.29	38.55	0.32	39.31	0.32	39.24	0.29	38.55	0.32	39.31	0.32	39.24
-5	0.03	45.18	0.04	46.06	0.04	46.07	0.21	40.63	0.25	41.58	0.25	41.57
-10	0.05	44.53	0.04	45.45	0.04	45.45	0.13	42.65	0.16	43.71	0.16	43.7
-20	0.09	43.75	0.08	44.55	0.08	44.55	0.09	43.83	0.12	44.97	0.12	44.97
-30	0.03	45.09	0.02	46.07	0.02	46.07	0.13	44.94	0.12	46.02	0.12	NA
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	17.34
-5	0.31	23.27	0.29	23.24	0.28	23.26	0.63	16.83	0.59	16.49	0.58	16.51
-10	0.08	26.89	0.07	27.09	0.07	27.10	0.61	17.21	0.57	16.84	0.57	16.85
-20	0.30	23.41	0.27	23.30	0.27	23.30	0.54	18.93	0.51	19.01	0.51	19.01
-30	0.12	26.25	0.11	26.37	0.11	26.37	0.39	22.18	0.36	22.26	0.36	22.26

5.2. Results

2074 data. However with increasing depth R^2 values still decreased and NRMSE values still
2075 increased. For FRN, LDM and LGT, synchronised data at -5 cm depth gave a better
2076 account of the ER variability than surface air temperature (Figure 5.3). This was not
2077 the case in LDM, where temperature at the surface was the best descriptor of ER. For
2078 both R^2 and NRMSE the values at -20 cm depth were better than those observed at
2079 -10 or -30 cm depth. This pattern was observed with different magnitudes among sites,
2080 and was particularly visible in FRN and LGT. For the most part, the synchronisation
2081 of data led to higher R^2 and NRMSE values for models using one soil temperature, at
2082 a daily scale on *sphagnum*-dominated peatlands.

2083 5.2.5 Q_{10} evolution

2084 The Q_{10} stood between 0 and 2.5 for non-synchronised data with a maximum at
2085 -5 cm depth. Average values were 1.4, 2.4 and 1.3, at the surface, -5 and -10 cm depth
2086 respectively (Figure 5.4). Average Q_{10} values at the surface and -10 cm depth were
2087 very similar. However there was much more variability at -10 cm depth, where the
2088 values ranged from 0.1 to 2.1, than at the surface where the values stood between 1.3
2089 and 1.5. Beyond -10 cm depth Q_{10} values fell almost to 0, while for non-synchronised
2090 data Q_{10} values greatly increased with depth, reaching meaningless values. Q_{10} values
2091 estimated with surface temperature were very similar between sites with an average of
2092 1.4 (Figure 5.4). It increased to about 2.5 at -5 cm depth, with both synchronised and
2093 non-synchronised data. Below this depth, Q_{10} estimated with both methods either de-
2094 creased downwards (non-synchronised) or increased (synchronised data) to unrealistic
2095 values (Figure 5.4).

2096 5.2.6 Daytime and nighttime differences

2097 For BDZ and LDM sites no significant differences were found between daytime and
2098 nighttime data no matter which model was used, whereas differences were found for
2099 FRN and LGT (Figure 5.5). In FRN, synchronisation increased the significance of the
2100 differences : $p < 0.001$ with and $p < 0.01$ without synchronisation respectively. The

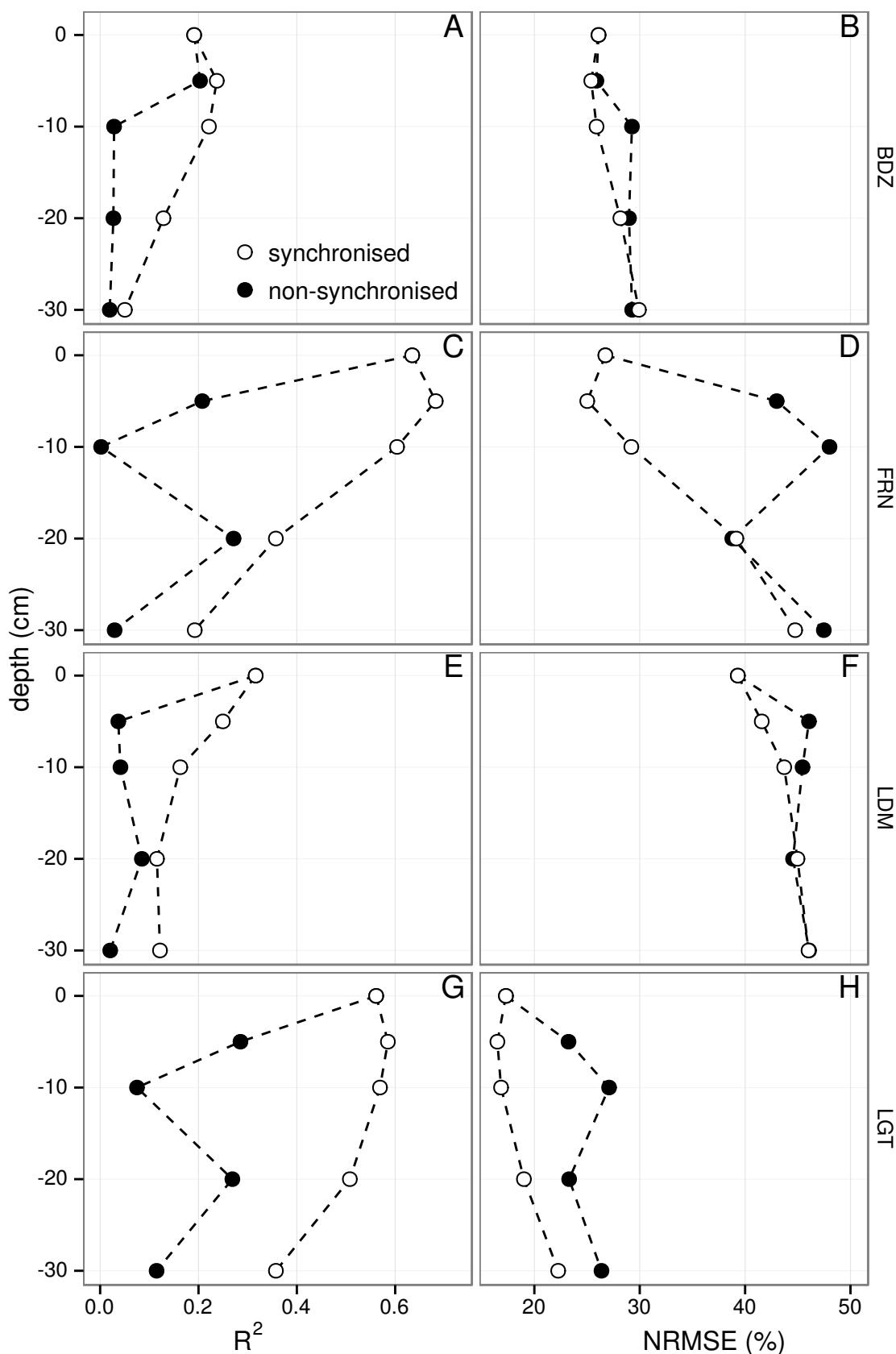


FIGURE 5.3 – Profile of R^2 and NRMSE, (RMSE, normalized by the mean), with depth, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT) using the exponential model.

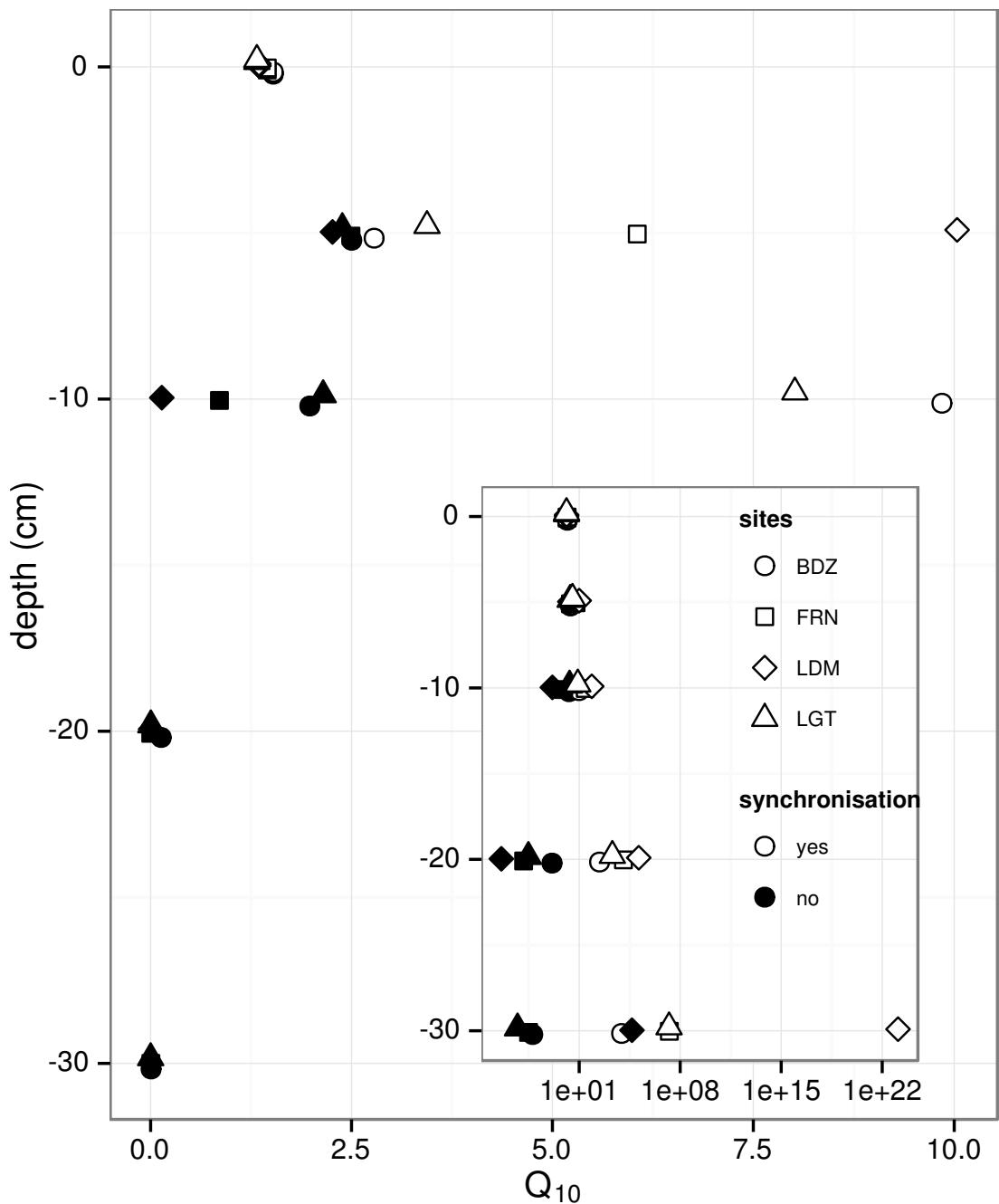


FIGURE 5.4 – Profile of Q_{10} with depth for synchronised (white) and non synchronised (black) data and exponential model in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).

2101 same pattern was found in LGT but with lower significance. Hence models using -5
2102 cm depth with non-synchronised data are not significantly different but those using
2103 synchronised data are. Note that, for LGT, the model using air temperature had a
2104 daytime slope that was higher than the nighttime one, which was the opposite of all
2105 the other cases.

2106 5.2.7 Peat characterisation

2107 Elemental compositions were similar in all sites : 1–3%, 4–6% and <1% for N, H
2108 and S respectively (Table 5.2). C content was mainly between 40 and 50 %, except at
2109 the deeper levels in LDM and LGT where values were lower (< 32%).

2110 5.3 Discussion

2111 5.3.1 ER differences between sites

2112 The ER fluxes calculated in the 4 sites were in the same order of magnitude as those
2113 of peatlands found in the literature. ?, for instance, found ER values ranging from 2
2114 to 5 during the same period as this study, i.e. July to October 2004. In the present
2115 study, the models performed poorly in 2 sites, BDZ and LDM. For BDZ, amplitudes of
2116 both ER and temperatures were low (Figure 5.1 – A, E) making the representation of
2117 ER possible only on a short temperature span. With such low ranges of both ER and
2118 temperature, it can be assumed that ER variability was due to the variability between
2119 plots. For LDM, the ER fluxes were measured in plots that were more heterogeneous
2120 than expected, resulting in strong variability (Figure 5.1 – C). This observation is
2121 consistent with the high NRMSE value calculated for this site (39.3 % for BDZ against
2122 26.1 % for LDM) whereas the R^2 values for these two sites were close, 0.19 and 0.32
2123 for BDZ and LDM respectively, using surface air temperature and an exponential
2124 relationship. It is noteworthy that in FRN the NRMSE values were high with respect

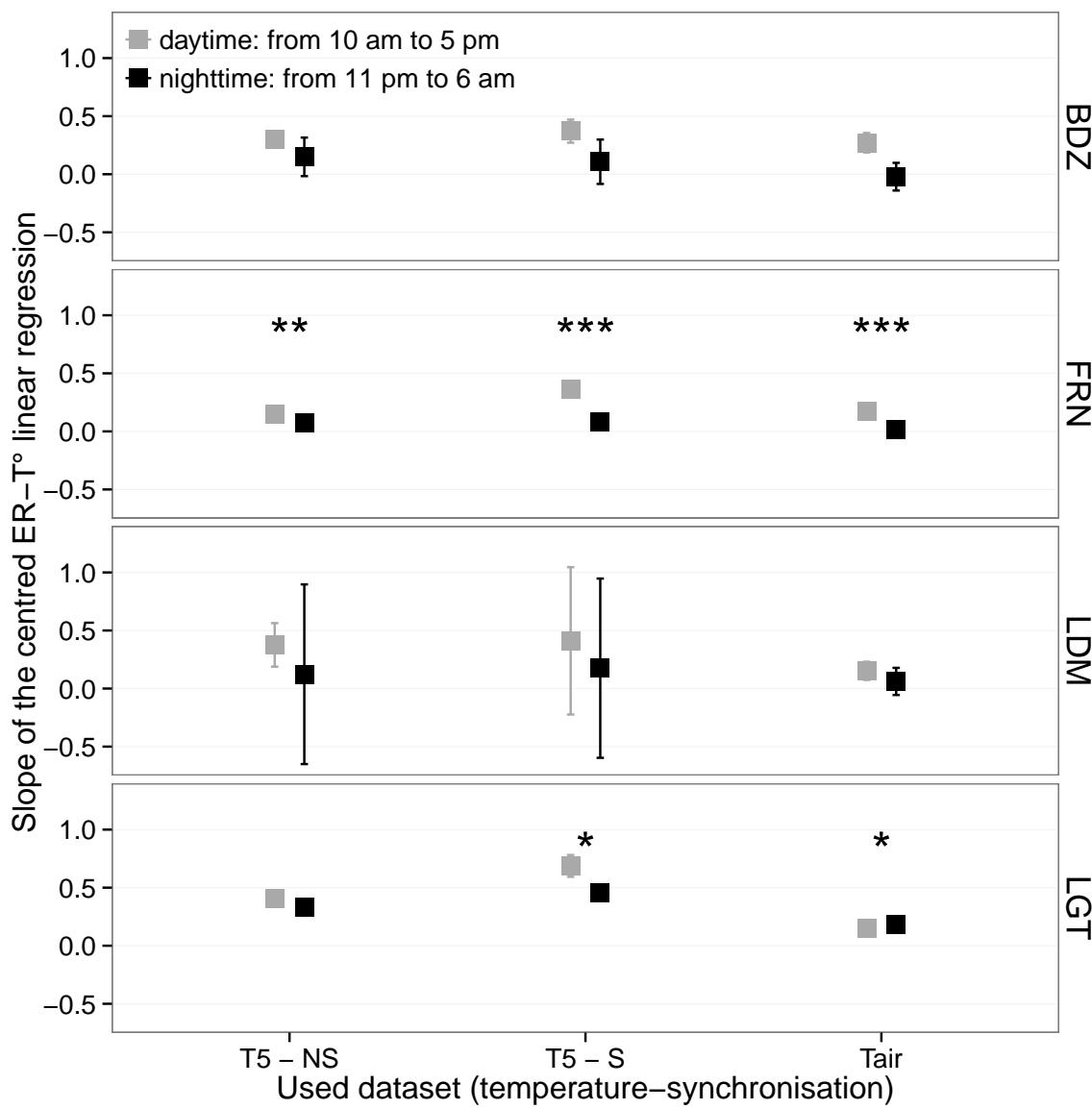


FIGURE 5.5 – Differences between daytime and nighttime measurements using 3 models : non-synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – NS), synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – S), and non-synchronised data at air temperature (Tair).

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	0.10	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

2125 to R^2 values. This result can be explained by the fact that the mean ER flux was
2126 low ($1.75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) and thus had a strong influence on NRMSE as we used mean
2127 normalization. Finally at -20 cm depth, models using non-synchronised data showed,
2128 an increase in R^2 and a decrease in NRMSE which was more or less observable in
2129 the different sites : clearly in FRN, LGT and to a lesser extent in LDM, but barely
2130 perceivable in BDZ. At this depth the temperature and the ER signal phases are
2131 opposed making the non-synchronised models better at representing ER than at -10
2132 or -30 centimetres but with a reverse relationship. The ER fluxes thus show different
2133 behaviours either in their amplitude or in their homogeneity

2134 5.3.2 Time-delay between temperature and ER

2135 Time-delays between soil temperatures and ER occur in *Sphagnum*-dominated peat-
2136 lands. They occur even close to the soil surface and increase with depth. The relation-
2137 ship between time-delays and depth was similar in all the studied sites although LDM
2138 had slightly higher time-delays. The overall delay observed in peat soils, 0.57 hours
2139 per centimetre, was higher than those found by [Pavelka et al. \(2007\)](#) in a forest and
2140 in a grassland ecosystem and by [Parkin et Kaspar \(2003\)](#) on two agricultural soils (0.4
2141 and 0.5 hours per centimetre respectively). This is coherent with the fact that peat soil
2142 has a lower thermal diffusivity than mineral soils ([Farouki, 1981; Arya, 2001](#)). LDM
2143 was the only site with a slightly higher slope especially at -30 cm. This was expected
2144 as soil diffusivity increases with wetness ([Hillel, 2003](#)) and LDM was the site with the
2145 lowest water table level. This was confirmed by thermal conductivity measurements
2146 conducted on the peat cores (data not shown). Overall, it should be noted that the
2147 time-delays were similar in all the studied sites despite their variability in terms of ER
2148 fluxes.

2149 **5.3.3 Synchronising ER and temperature improves ER sensit-**
2150 **vity to temperature representation**

2151 In spite of the importance of lags between physical phenomena and biological
2152 activities ([Vargas et al., 2010](#)), few studies have addressed the effect of time-delays bet-
2153 ween soil temperature and global biological activity (ER) at the daily timescale. At this
2154 scale, we showed in peatlands that using synchronised data improved the representation
2155 of the temperature sensitivity of ER. The improvement provided by synchronisation
2156 was evidenced at shallow depth. The best goodness-of-fit obtained with synchronised
2157 data and models using one temperature, was found at -5 cm depth. These observations
2158 are in agreement with those of [Pavelka et al. \(2007\)](#) who also found a decreasing ef-
2159 fect of synchronisation with depth. Such a lesser depth effect could be explained by
2160 a simultaneous decrease in temperature amplitude. Because the goodness-of-fit of the
2161 non-synchronised data increases at -20 cm, the synchronisation effect strongly decreases
2162 at this depth. This pattern is visible, with various amplitudes, in the different sites.
2163 It is explained by the 12 h time-delay (Figure 5.2) corresponding to a phase inversion
2164 that occurs at this depth between the ER and the daily temperature courses. Such a
2165 phase inversion was found deeper, at -30 cm by [Pavelka et al. \(2007\)](#), due to a higher
2166 temperature diffusivity in mineral soils. Finally in our study these models, using syn-
2167 chronised -5 cm depth temperature, show slightly higher R^2 and lower NRMSE values
2168 than those using surface air temperature.

2169 **5.3.4 Differences between daytime and nighttime ER measure-**
2170 **ments**

2171 The significant differences observed between daytime and nighttime measurements
2172 corroborate other studies in which these differences were found using chamber tech-
2173 niques ([Juszczak et al., 2012](#); [Darenova et al., 2014](#)). The fact that some sites show
2174 significant differences (FRN and LGT) and not others (BDZ and LDM) seems to be
2175 linked to the variability between plots and temperature amplitude. When temperature

5.4. Conclusions

2176 amplitude was low, most of the variability originated from spatial variability between
2177 plots. This was also corroborated by a test done on LGT where we calculated the day
2178 and night differences only on the last two days when temperature amplitude was the
2179 greatest. As a result the significance increased from $p < 0.05$ to $p < 0.01$ for the syn-
2180 chronised model using -5 cm depth temperature and the differences observed in the
2181 model using air temperature were no longer significant any more ($p > 0.05$).

2182 5.3.5 Q_{10} sensitivity to temperature depth and synchronisation

2183 In shallow layers (≤ 10 cm), the Q_{10} values calculated with non-synchronised data
2184 in the ranges that are usually reported, i.e. between 1.3 to 3.3 (Raich et Schlesinger,
2185 1992). At deeper levels in the peat profile (≥ 10 cm), they reach 0 as the relationship
2186 between ER and the temperature weakens, and is not compensated by a long term
2187 evolution. A similar behaviour was found by Pavelka et al. (2007) even if this Q_{10}
2188 decrease with depth is not usually seen and most studies show the opposite, namely
2189 an increase in Q_{10} values with depth (Graf et al., 2008). This apparent contradiction
2190 may be explained by the length of the study. Because of its short duration, the effect of
2191 the time-delays on ER were preponderant over the temperature effect. Synchronisation
2192 also led to meaningless high Q_{10} values because synchronisation can explain a higher
2193 proportion of ER flux with a smaller temperature variation. Temperature amplitude
2194 decreases with depth because of soil dampening.

2195 5.4 Conclusions

2196 We showed that the time-delays between ER and soil temperatures at different
2197 depths are significant on a daily timescale as the signals are shifted 30 minutes every
2198 centimetre. At this scale the use of synchronised soil temperature, to take into account
2199 these time-delays, can improve the representation of ER particularly in the first 10
2200 centimetres. Only one of the studied sites showed highly significant differences between

daytime and nighttime measurements. However it is possible that such differences exist in the other sites, depending on the environmental conditions (e.g. temperature amplitude) and spatial variability in the ER fluxes. Addressing questions of bio-physical coupling in determining ER at different timescales requires high frequency observations (Vargas *et al.*, 2011). Even if the automated chamber technique is increasingly used, it cannot be easily deployed in some sites due to tall vegetation, power supply difficulties, or harsh environmental conditions. In contrast, temperature measurements at different depths are easy to conduct, robust to harsh conditions and can be powered by a small solar panel. A calibration campaign with human manipulated closed chambers could be carried out to assess ER variability at different timescales. Coupling temperature profile and punctual ER measurements and then using synchronised data in models may be a good alternative in sites where automated chambers are not easily implantable.

Acknowledgements

The work was funded as part of the Peatland National Observatory Service (Service national d'observation Tourbières, certified by the CNRS/INSU) as the four studied sites are part of this Service. The authors are also indebted to the site managers for permitting access to the studied peatlands. We also acknowledge support from Labex VOLTAIRE (ANR-10-LABX-100-01). Finally we would like to thank Elizabeth Rowley-Jolivet for corrections to the manuscript.

₂₂₂₀ Synthèse et perspectives

5.5. Bilan du bilan (de C) ?

2221 L'étude des flux de carbone dans les écosystèmes tourbeux est complexe car assu-
2222 jetti à des facteurs de contrôle dont la prépondérance varie fortement selon l'échelle
2223 considérée et les conditions environnementales.

2224 5.5 Bilan du bilan (de C) ?

2225 Malgré tout les observations réalisées sur la tourbière de La Guette ont permis de
2226 mettre en évidence des flux de CO₂ particulièrement fort que ce soit pour la RE ou la
2227 PPB. Cette force des flux de CO₂ est probablement liée à sa situation géographique
2228 locale et globale : une tourbière de plaine située à basse latitude et à ses problématiques
2229 de drainage et d'envahissement par une végétation vasculaire. Ainsi la saisonnalité plus
2230 faible qu'en montagne permet aux flux de rester fort pendant une période de l'année
2231 plus importante. Ces flux importants entraînent des variations forte en terme de bilan
2232 selon les méthodologies employées, il est cependant probable que la tourbière de La
2233 Guette fonctionne actuellement comme une source de carbone.

2234 La prise en compte de la végétation reste une difficulté importante, l'observation
2235 répétée nécessitant des mesures non destructives, souvent imprécises ou très coûteuses
2236 en temps. Paradoxalement les zones de la tourbières fonctionnant en puits de carbone
2237 sont celle où les herbacées sont dominantes.

2238 5.5.1 RE : modélisation vs mesures

2239 Les estimations des flux de la tourbière de La Guette par les modèles du chapitre 3
2240 peuvent être comparées aux données acquises sur le même site lors d'autres expérimen-
2241 tations. Ceci notamment grâce à l'utilisation de méthodes de mesures identiques sur
2242 l'ensemble de ces travaux. Ainsi si l'on compare la RE estimée à l'aide du modèle RE-1
2243 (chapitre 3) aux données acquises à haute fréquence (chapitre 5) on observe un écart
2244 important entre les valeurs mesurées et celles estimées par le modèle (Figure 5.6). Pour
2245 expliquer cet écart on peut considérer les deux points suivants :

2246 Premier point, on compare un modèle qui prend en compte la variabilité spatiale du
 2247 site (une partie au moins, à travers les vingt points qui ont servi à calibrer le modèle)
 2248 à des mesures réalisées sur quatre embases dans une zone restreinte de la tourbière (20
 2249 x 20 m). Ces quatre points ayant une représentativité spatiale limitée. Cet écart peut
 2250 donc être en partie le reflet de la variabilité spatiale des flux dans la tourbière. Cet
 2251 argument est soutenu par les mesures de RE réalisées le 24 et le 25 juillet 2013, soit
 2252 5 jours avant les mesures haute fréquence et dont la gamme de valeur est comprise
 2253 entre 4,8 et 18,9 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ et sont représentés par le fond gris sur la figure 5.6. Les
 2254 estimations du modèle RE-1 restent d'ailleurs majoritairement dans cette gamme de
 2255 valeurs. Par ailleurs, la placette p04 (Figure 3.1) la plus proche des mesures haute
 2256 fréquences, est dans la gamme basse des flux que ce soit pour la campagne du 24-
 2257 25 juillet : troisième flux le plus faible mesuré ($6,1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) ou en moyenne sur
 2258 l'ensemble de mesure où elle vaut $2,81 \pm 1,60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ par rapport à la moyenne
 2259 de l'ensemble des placettes valant $3,77 \pm 2,89 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

2260 Second point, le modèle est calibré à partir de moyennes des flux par campagne de
 2261 mesure (Figure 3.9b). Ces moyennes sont comprises entre $0,69 \pm 0,27$ et $9,43 \pm 3,48 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$,
 2262 par conséquent les estimations des modèles, dont RE-1, en dehors de cette gamme sont
 2263 du domaine de l'extrapolation et donc à considérer avec précaution.

2264 Ces deux points considérés, il semble que les estimations du modèle RE-1, malgré
 2265 les écarts que l'on peut observer, restent cohérentes avec les mesures effectuées aux
 2266 différentes échelles. Cette comparaison montre également l'importance de la variabilité
 2267 spatiale des flux dans les tourbières et la difficulté qu'il peut y avoir à la prendre en
 2268 compte de façon satisfaisante.

2269 5.6 L'hydrologie

2270 L'effet de la restauration hydrologique de la tourbière de La Guette n'a pas pu
 2271 être mis en évidence de part une pluviométrie forte et un niveau de nappe toujours

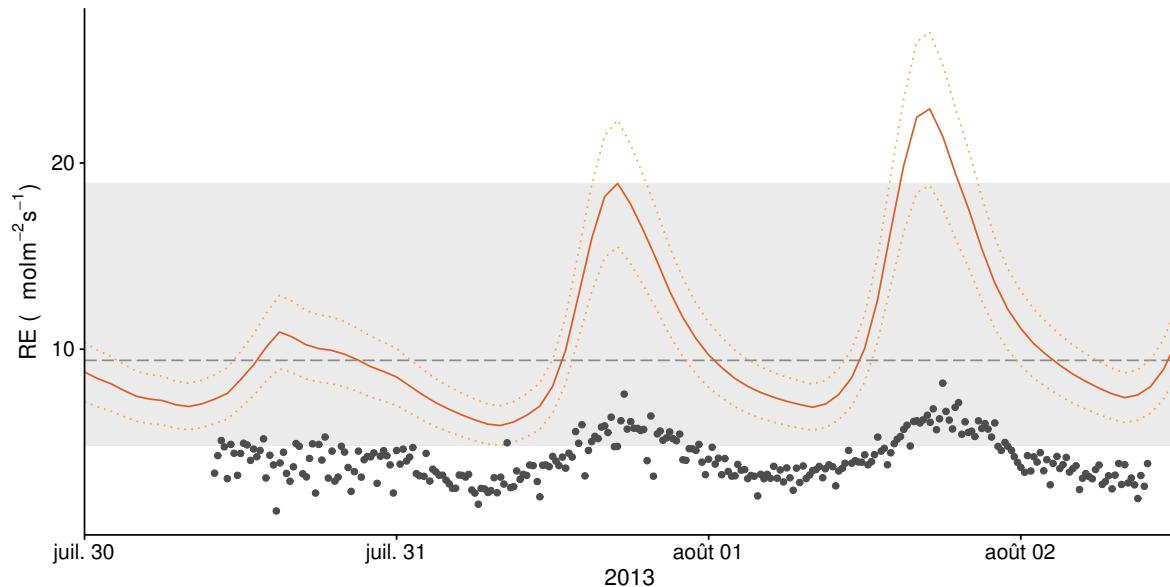


FIGURE 5.6 – Comparaison entre les valeurs estimées par le modèle RE-1 (ligne orange) et les mesures faites à haute fréquence sur le site du 30 juillet au 2 août 2013 (points noirs). Les lignes de pointillés orange représentent l'erreur (NRMSE) associée au modèle RE-1. La zone grisée correspond à la gamme de valeur de la RE mesurée sur l'ensemble des 20 placettes pendant la campagne du 24-25 juillet 2013. La ligne de tiret correspond à la moyenne de la RE pour cette campagne.

²²⁷² important. Les expérimentations

²²⁷³ 5.6.1 Résilience de la tourbe par rapport aux 2 années sèches ²²⁷⁴ qui précèdent le BdC

²²⁷⁵ (lien chap 3 et 4)

²²⁷⁶ Les prendre en compte améliorerait-il les modèles

²²⁷⁷ modèles globaux ? **limitations des équations** : Plus généralement, la majorité
²²⁷⁸ des tourbières sont sous la neige une partie de l'année, ce qui n'arrive que rarement sur
²²⁷⁹ la tourbière de La Guette et une partie possède également des zones d'eau libre, qui
²²⁸⁰ n'existent pas sur ce site.

²²⁸¹ modèles globaux et profondeur de tourbe

₂₂₈₂ 5.7 Ouverture vers d'autre méthodes de me-
₂₂₈₃ sures

- ₂₂₈₄ — chambre automatique (lien chap 5, et chap 3 ?)
₂₂₈₅ — tour eddy covariance (lien chap 5 et chap 3 ?)

₂₂₈₆ 5.8 perspectives

₂₂₈₇ La suite du projet CARBIODIV permettra peut être de mettre en évidence l'effet
₂₂₈₈ de la restauration.

₂₂₈₉ Un partenariat avec le LSCE commencé pendant ces travaux devra permettre de
₂₂₉₀ valoriser ces données à des échelles plus importante. Des données on d'ors et déjà été
₂₂₉₁ envoyée à Chloé XX qui développe un code "tourbière" dans le modèle ORCHIDEE.

₂₂₉₂ L'installation prochaine d'une tour eddy covariance sur le site permettra de com-
₂₂₉₃ parer ce bilan à des mesures plus haute fréquence.

₂₂₉₄ Modèles : PCARS (frolking2002), MWM (Wu2013), TOPMODEL (Stocker2014)

₂₂₉₅ 5.9 idées

- ₂₂₉₆ L'amélioration du protocole de végétation (RVI ?)
₂₂₉₇ Amélioration des chambres (contrôle de la température ? de la vitesse du ventila-
₂₂₉₈ teur ? plus grande ? aquisition automatisée du PAR sur la chambre)
₂₂₉₉ l'inclusion des arbres
₂₃₀₀ Correction du volume par pondération de la surface
₂₃₀₁ Utilisation de chambres automatiques/EC
₂₃₀₂ Humidité du sol

5.9. idées

2303 Propriétés physique de la tourbe (en cours)

₂₃₀₄

Bibliographie

- ₂₃₀₅ AERTS, R. et LUDWIG, F. (1997). Water-table changes and nutritional status affect
₂₃₀₆ trace gas emissions from laboratory columns of peatland soils. *Soil Biology and*
₂₃₀₇ *Biochemistry*, 29(11–12):1691–1698.
- ₂₃₀₈ ALM, J., SAARNIO, S., NYKÄNEN, H., SILVOLA, J. et MARTIKAINEN, P. (1999). Winter
₂₃₀₉ CO₂, CH₄ and N₂O fluxes on some natural and drained boreal peatlands. *Biogeo-*
₂₃₁₀ *chemistry*, 44(2):163–186.
- ₂₃₁₁ ALM, J., TALANOV, A., SAARNIO, S., SILVOLA, J., IKKONEN, E., AALTONEN, H.,
₂₃₁₂ NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1997). Reconstruction of the carbon balance
₂₃₁₃ for microsites in a boreal oligotrophic pine fen, Finland. *Oecologia*, 110:423–431.
- ₂₃₁₄ ANDREJKO, M. J., FIENE, F. et COHEN, A. D. (1983). Comparison of ashing techniques
₂₃₁₅ for determination of the inorganic content of peats. In *Testing of Peats and Organic*
₂₃₁₆ *Soils : A Symposium*, volume 820, pages 5–10. ASTM International.
- ₂₃₁₇ ARCHER, D., EBY, M., BROVKIN, V., RIDGWELL, A., CAO, L., MIKOŁAJEWICZ, U.,
₂₃₁₈ CALDEIRA, K., MATSUMOTO, K., MUNHOVEN, G., MONTENEGRO, A. et OTHERS
₂₃₁₉ (2009). Atmospheric lifetime of fossil fuel carbon dioxide. *Annu. Rev. Earth Planet.*
₂₃₂₀ *Sci.*, 37(1):117.
- ₂₃₂₁ ARYA, S. P. (2001). *Introduction to Micrometeorology*, volume 79 de *International*
₂₃₂₂ *Geophysics Series*. Academic Press.
- ₂₃₂₃ AURELA, M., RIUTTA, T., LAURILA, T., TUOVINEN, J.-P., VESALA, T., TUITILA,
₂₃₂₄ E.-S., RINNE, J., HAAPANALA, S. et LAINE, J. (2007). CO₂ exchange of a sedge fen
₂₃₂₅ in southern Finland—the impact of a drought period. *Tellus B*, 59(5):826–837.
- ₂₃₂₆ BALLANTYNE, D. M., HRIBLJAN, J. A., PYPKER, T. G. et CHIMNER, R. A. (2014).
₂₃₂₇ Long-term water table manipulations alter peatland gaseous carbon fluxes in nor-
₂₃₂₈ thern Michigan. *Wetlands Ecol. Manage.*, 22(1):35–47.
- ₂₃₂₉ BATJES, N. H. (1996). Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *Eur. J. Soil*
₂₃₃₀ *Sci.*, 47(2):151–163.
- ₂₃₃₁ BEER, C., REICHSTEIN, M., TOMEILLERI, E., CIAIS, P., JUNG, M., CARVALHAIS, N.,
₂₃₃₂ RÖDENBECK, C., ARAIN, M. A., BALDOCCHI, D., BONAN, G. B., BONDEAU, A.,
₂₃₃₃ CESCATTI, A., LASSLOP, G., LINDROTH, A., LOMAS, M., LUSSAERT, S., MARGO-
₂₃₃₄ LIS, H., OLESON, K. W., ROUPSARD, O., VEENENDAAL, E., VIOVY, N., WILLIAMS,
₂₃₃₅ C., WOODWARD, F. I. et PAPALE, D. (2010). Terrestrial Gross Carbon Dioxide Up-
₂₃₃₆ take : Global Distribution and Covariation with Climate. *Science*, 329(5993):834–838.
- ₂₃₃₇ BELLISARIO, L. M., BUBIER, J. L., MOORE, T. R. et CHANTON, J. P. (1999). Controls
₂₃₃₈ on CH₄ emissions from a northern peatland. *Global Biogeochemical Cycles*, 13(1):81–
₂₃₃₉ 91.

- 2340 BLODAU, C. (2002). Carbon cycling in peatlands. A review of processes and controls.
2341 *Environmental Reviews*, 10(2):111–134.
- 2342 BLODAU, C., BASILIKO, N. et MOORE, T. R. (2004). Carbon turnover in peatland
2343 mesocosms exposed to different water table levels. *Biogeochemistry*, 67(3):331–351.
- 2344 BOND-LAMBERTY, B. et THOMSON, A. (2010). Temperature-associated increases in
2345 the global soil respiration record. *Nature*, 464(7288):579–582.
- 2346 BORTOLUZZI, E., EPRON, D., SIEGENTHALER, A., GILBERT, D. et BUTTLER, A.
2347 (2006). Carbon balance of a European mountain bog at contrasting stages of re-
2348 generation. *New Phytol.*, 172(4):708–718.
- 2349 BUBIER, J. (1995). The relationship of vegetation to methane emission and hydroche-
2350 mical gradients in northern peatlands. *J Ecol*, 83(3):403–420.
- 2351 BUBIER, J., COSTELLO, A., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et SAVAGE, K. (1993).
2352 Microtopography and methane flux in boreal peatlands, northern Ontario, Canada.
2353 *Canadian Journal of Botany*, 71(8):1056–1063.
- 2354 BUBIER, J. L., BHATIA, G., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et LAFLEUR, P. M. (2003).
2355 Spatial and Temporal Variability in Growing-Season Net Ecosystem Carbon Dioxide
2356 Exchange at a Large Peatland in Ontario, Canada. *Ecosystems*, 6:353–367.
- 2357 BUBIER, J. L., CRILL, P. M., MOORE, T. R., SAVAGE, K. et VARNER, R. K. (1998).
2358 Seasonal patterns and controls on net ecosystem CO₂ exchange in a boreal peatland
2359 complex. *Global Biogeochemical Cycles*, 12(4):703–714.
- 2360 BUBIER, J. L., MOORE, T. R., BELLISARIO, L., COMER, N. T. et CRILL, P. M. (1995).
2361 Ecological controls on methane emissions from a Northern Peatland Complex in the
2362 zone of discontinuous permafrost, Manitoba, Canada. *Global Biogeochemical Cycles*,
2363 9(4):455–470.
- 2364 BUCKLAND, P. C. (1993). Peatland archaeology : a conservation resource on the edge
2365 of extinction. *Biodivers. Conserv.*, 2(5):513–527.
- 2366 CAI, T., FLANAGAN, L. B. et SYED, K. H. (2010). Warmer and drier conditions
2367 stimulate respiration more than photosynthesis in a boreal peatland ecosystem :
2368 Analysis of automatic chambers and eddy covariance measurements. *Plant Cell
2369 Environ.*, 33(3):394–407.
- 2370 CHAPIN, F., WOODWELL, G., RANDERSON, J., LOVETT, G., RASTETTER, E., BAL-
2371 DOCCHI, D., CLARK, D., HARMAN, M., SCHIMEL, D., VALENTINI, R., WIRTH, C.,
2372 ABER, J., COLE, J., GIBLIN, A., GOULDEN, M., HARDEN, J., HEIMANN, M., HO-
2373 WARTH, R., MATSON, P., MCGUIRE, A., MELILLO, J., MOONEY, H., NEFF, J.,
2374 HOUGHTON, R., PACE, M., RYAN, M., RUNNING, S., SALA, O., SCHLESINGER, W.
2375 et SCHULZE, E.-D. (2006). Reconciling carbon-cycle concepts, terminology, and me-
2376 thodology. *Ecosystems*, 9:1041–1050.
- 2377 CHAPMAN, S., BUTTLER, A., FRANCEZ, A.-J., LAGGOUN-DÉFARGE, F., VASANDER,
2378 H., SCHLOTER, M., COMBE, J., GROSVERNIER, P., HARMS, H., EPRON, D. et
2379 OTHERS (2003). Exploitation of northern peatlands and biodiversity maintenance :
2380 a conflict between economy and ecology. *Front. Ecol. Environ.*, 1(10):525–532.

- 2381 CHRISTENSEN, J. H., HEWITSON, B., BUSUIOC, A., CHEN, A., GAO, X., HELD, R.,
2382 JONES, R., KOLLI, R. K., KWON, W. K., LAPRISE, R. et OTHERS (2007). Regional
2383 climate projections. *Clim. Change 2007 Phys. Sci. Basis Contrib. Work. Group*
2384 *Fourth Assess. Rep. Intergov. Panel Clim. Change Univ. Press Camb. Chapter 11*,
2385 pages 847–940.
- 2386 CHRISTENSEN, J. H., KANIKICHLARLA, K. K., MARSHALL, G. et TURNER, J. (2013).
2387 Climate phenomena and their relevance for future regional climate change.
- 2388 CIAIS, P., SABINE, C., BALA, G., BOPP, L., BROVKIN, V., CANADELL, J., CHHABRA,
2389 A., DEFRIES, R., GALLOWAY, J., HEIMANN, M. et OTHERS (2014). Carbon and
2390 other biogeochemical cycles. In *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis.*
2391 *Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 465–570. Cambridge University Press.
- 2393 CLYMO, R. S., TURUNEN, J. et TOLONEN, K. (1998). Carbon accumulation in peat-
2394 land. *Oikos*, pages 368–388.
- 2395 COLES, J. R. et YAVITT, J. B. (2002). Control of methane metabolism in a forested
2396 northern wetland, New York State, by aeration, substrates, and peat size fractions.
2397 *Geomicrobiol. J.*, 19(3):293–315.
- 2398 COLMER, T. D. (2003). Long-distance transport of gases in plants : a perspective on
2399 internal aeration and radial oxygen loss from roots. *Plant Cell Environ.*, 26(1):17–36.
- 2400 CORNELISSEN, J. H., LANG, S. I., SOUDZILOVSKAIA, N. A. et DURING, H. J. (2007).
2401 Comparative cryptogam ecology : a review of bryophyte and lichen traits that drive
2402 biogeochemistry. *Ann. Bot.*, 99(5):987–1001.
- 2403 CROW, S. E. et WIEDER, R. K. (2005). Sources of CO₂ emission from a northern
2404 peatland : root respiration, exudation, and decomposition. *Ecology*, 86(7):1825–1834.
- 2405 CURIEL YUSTE, J., JANSSENS, I. A., CARRARA, A. et CEULEMANS, R. (2004). Annual
2406 Q₁₀ of soil respiration reflects plant phenological patterns as well as temperature
2407 sensitivity. *Global Change Biol.*, 10(2):161–169.
- 2408 DARENOVA, E., PAVELKA, M. et ACOSTA, M. (décembre 2014). Diurnal deviations
2409 in the relationship between CO₂ efflux and temperature : A case study. *CATENA*,
2410 123:263–269.
- 2411 DAVIDSON, E. A., JANSSENS, I. A. et LUO, Y. (2006). On the variability of respiration
2412 in terrestrial ecosystems : moving beyond Q₁₀. *Global Change Biol.*, 12(2):154–164.
- 2413 DINSMORE, K. J., SKIBA, U. M., BILLETT, M. F. et REES, R. M. (2009). Effect
2414 of water table on greenhouse gas emissions from peatland mesocosms. *Plant Soil*,
2415 318(1-2):229–242.
- 2416 ESWARAN, H., VAN DEN BERG, E. et REICH, P. (1993). Organic carbon in soils of
2417 the world. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57(1):192–194.
- 2418 FANG, C. et MONCRIEFF, J. (2001). The dependence of soil CO₂ efflux on temperature.
2419 *Soil Biol. Biochem.*, 33(2):155–165.

- 2420 FAROUKI, O. (1981). *Thermal properties of soils*. Series on rock and soil mechanics.
2421 Trans Tech Pub., Rockport, MA.
- 2422 FARQUHAR, G. D., VON CAEMMERER, S. et BERRY, J. A. (1980). A biochemical model
2423 of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C3 species. *Planta*, 149(1):78–90.
- 2424 FRANCEZ, A.-J. (2000). La dynamique du carbone dans les tourbières à Sphagnum,
2425 de la sphaine à l'effet de serre. *L'Année Biologique*, 39:205–270.
- 2426 FROLKING, S., TALBOT, J., JONES, M. C., TREAT, C. C., KAUFFMAN, J. B., TUIT-
2427 TILA, E.-S. et ROULET, N. (2011). Peatlands in the Earth's 21st century climate
2428 system. *Environ. Rev.*, 19(NA):371–396.
- 2429 GIRARD, M. C., WALTER, C., REMY, J. C., BERTHELIN, J. et MOREL, J. L. (2011).
2430 *Sols et Environnement, (2e édn)*, volume 28 de *Sciences Sup*. Editions Dunod : Paris,
2431 Vottem, Belgique, 2nd édition édition.
- 2432 GOGO, S., GUIMBAUD, C., LAGGOUN-DÉFARGE, F., CATOIRE, V. et ROBERT, C.
2433 (2011). In situ quantification of CH₄ bubbling events from a peat soil using a new
2434 infrared laser spectrometer. *Journal of Soils and Sediments*, 11:545–551.
- 2435 GORHAM, E. (1991). Northern Peatlands : Role in the Carbon Cycle and Probable
2436 Responses to Climatic Warming. *Ecol. Appl.*, 1(2):182–195.
- 2437 GORNALL, J. L., WOODIN, S. J., JÓNSDÓTTIR, I. S. et van der WAL, R. (2011).
2438 Balancing positive and negative plant interactions : how mosses structure vascular
2439 plant communities. *Oecologia*, 166(3):769–782.
- 2440 GÖRRES, C. M., KUTZBACH, L. et ELSGAARD, L. (2014). Comparative modeling of
2441 annual CO₂ flux of temperate peat soils under permanent grassland management.
2442 *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 186:64–76.
- 2443 GRAF, A., WEIHERMÜLLER, L., HUISMAN, J. A., HERBST, M., BAUER, J. et VEREE-
2444 CKEN, H. (2008). Measurement depth effects on the apparent temperature sensitivity
2445 of soil respiration in field studies. *Biogeosciences*, 5(3):1867–1898.
- 2446 GUIMBAUD, C., CATOIRE, V., GOGO, S., ROBERT, C., CHARTIER, M., LAGGOUN-
2447 DÉFARGE, F., GROSSEL, A., ALBÉRIC, P., POMATHIOD, L., NICOLLAUD, B. et
2448 RICHARD, G. (2011). A portable infrared laser spectrometer for flux measurements
2449 of trace gases at the geosphere-atmosphere interface. *Measurement Science & Tech-*
2450 *nology*, 22(7):1–17.
- 2451 GUNNARSSON, U. (2005). Global patterns of Sphagnum productivity. *Journal of*
2452 *Bryology*, 27(3):269–279.
- 2453 GÜNTHER, A., HUTH, V., JURASINSKI, G. et GLATZEL, S. (2014). The effect of bio-
2454 mass harvesting on greenhouse gas emissions from a rewetted temperate fen. *GCB*
2455 *Bioenergy*, pages n/a–n/a.
- 2456 HARRIS, D. C. (2010). Charles David Keeling and the Story of Atmospheric CO₂
2457 Measurements†. *Anal. Chem.*, 82(19):7865–7870.

- 2458 HILLEL, D. (2003). Soil temperature and heat flow. In *Introduction to Environmental*
2459 *Soil Physics*. Academic Press. {DOI :10.1016/B978-012348655-4/50013-7}.
- 2460 HOBBIE, S. E. (1996). Temperature and plant species control over litter decomposition
2461 in Alaskan tundra. *Ecol. Monogr.*, 66(4):503–522.
- 2462 ISE, T., DUNN, A. L., WOFSY, S. C. et MOORCROFT, P. R. (2008). High sensitivity of
2463 peat decomposition to climate change through water-table feedback. *Nat. Geosci.*,
2464 1(11):763–766.
- 2465 JACOBS, C. M. J., JACOBS, A. F. G., BOSVELD, F. C., HENDRIKS, D. M. D., HENSEN,
2466 A., KROON, P. S., MOORS, E. J., NOL, L., SCHRIER-UIJL, A. et VEENENDAAL, E. M.
2467 (2007). Variability of annual CO₂ exchange from Dutch grasslands. *Biogeosciences*,
2468 4(5):803–816.
- 2469 JOABSSON, A., CHRISTENSEN, T. R. et WALLÉN, B. (1999). Vascular plant controls
2470 on methane emissions from northern peatforming wetlands. *Trends in Ecology &*
2471 *Evolution*, 14(10):385–388.
- 2472 JONES, M. C. et YU, Z. (2010). Rapid deglacial and early Holocene expansion of
2473 peatlands in Alaska. *PNAS*, 107(16):7347–7352.
- 2474 JOOS, F., ROTH, R., FUGLESTVEDT, J. S., PETERS, G. P., ENTING, I. G., VON BLOH,
2475 BROVKIN, V., BURKE, E. J., EBY, M., EDWARDS, N. R., FRIEDRICH, T., FRÖ-
2476 LICHER, T. L., HALLORAN, P. R., HOLDEN, P. B., JONES, C., KLEINEN, T., MAC-
2477 KENZIE, F. T., MATSUMOTO, K., MEINSHAUSEN, M., PLATTNER, G.-K., REISINGER,
2478 A., SEGGSCHNEIDER, J., SHAFFER, G., STEINACHER, M., STRASSMANN, K.,
2479 TANAKA, K., TIMMERMANN, A. et WEAVER, A. J. (2013). Carbon dioxide and
2480 climate impulse response functions for the computation of greenhouse gas metrics :
2481 a multi-model analysis. *Atmos. Chem. Phys.*, 13(5):2793–2825.
- 2482 JOOSTEN, H. et CLARKE, D. (2002). *Wise use of mires and peatlands*. International
2483 mire conservation group.
- 2484 JUNE, T., EVANS, J. R. et FARQUHAR, G. D. (2004). A simple new equation for the
2485 reversible temperature dependence of photosynthetic electron transport : a study on
2486 soybean leaf. *Funct. Plant Biol.*, 31(3):275–283. WOS :000220831200008.
- 2487 JUSZCZAK, R., ACOSTA, M. et OLEJNIK, J. (2012). Comparison of daytime and night-
2488 time ecosystem respiration measured by the closed chamber technique on temperate
2489 mire in Poland. *Pol. J. Environ. Stud.*, 21(3):643–658.
- 2490 KARKI, S., ELSGAARD, L., KANDEL, T. P. et LÆRKE, P. E. (2015). Full GHG balance
2491 of a drained fen peatland cropped to spring barley and reed canary grass using
2492 comparative assessment of CO₂ fluxes. *Environ Monit Assess*, 187(3):1–13.
- 2493 KAUFMAN, D. S., AGER, T. A., ANDERSON, N. J., ANDERSON, P. M., ANDREWS,
2494 J. T., BARTLEIN, P. J., BRUBAKER, L. B., COATS, L. L., CWYNAR, L. C., DUVALL,
2495 M. L., DYKE, A. S., EDWARDS, M. E., EISNER, W. R., GAJEWSKI, K., GEIRSDÓT-
2496 TIR, A., HU, F. S., JENNINGS, A. E., KAPLAN, M. R., KERWIN, M. W., LOZHKNIN,
2497 A. V., MACDONALD, G. M., MILLER, G. H., MOCK, C. J., OSWALD, W. W., OTTO-
2498 BLIESNER, B. L., PORINCHU, D. F., RÜHLAND, K., SMOL, J. P., STEIG, E. J. et

- 2499 WOLFE, B. B. (2004). Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180°W).
2500 *Quaternary Science Reviews*, 23(5–6):529–560.
- 2501 KENNEDY, G. W. et PRICE, J. S. (février 1, 2005). A conceptual model of volume-
2502 change controls on the hydrology of cutover peats. *J. Hydrol.*, 302(1–4):13–27.
- 2503 KETCHESON, S. J. et PRICE, J. S. (2014). Characterization of the fluxes and stores of
2504 water within newly formed Sphagnum moss cushions and their environment. *Ecohydrology*,
2505 7(2):771–782.
- 2506 KETTUNEN, A., KAITALA, V., ALM, J., SILVOLA, J., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN,
2507 P. J. (1996). Cross-correlation analysis of the dynamics of methane emissions from
2508 a boreal peatland. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 10(3):457–471.
- 2509 KIM, J. et VERMA, S. B. (1992). Soil surface CO₂ flux in a Minnesota peatland.
2510 *Biogeochemistry*, 18(1):37–51.
- 2511 KOEHLER, A.-K., SOTTOCORNOLA, M. et KIELY, G. (2011). How strong is the current
2512 carbon sequestration of an Atlantic blanket bog? *Glob. Change Biol.*, 17(1):309–319.
- 2513 LAI, D. (2009). Methane Dynamics in Northern Peatlands : A Review. *Pedosphere*,
2514 19(4):409–421.
- 2515 LAIHO, R. (août 2006). Decomposition in peatlands : Reconciling seemingly contrasting
2516 results on the impacts of lowered water levels. *Soil Biology and Biochemistry*, 38(8):
2517 2011–2024.
- 2518 LANDVA, A. O., KORPIJAAKKO, E. O. et PHEENEY, P. E. (1983). Geotechnical clas-
2519 sification of peats and organic soils. In *Testing of peats and organic soils*, volume
2520 820, pages 37–51.
- 2521 LAPPALAINEN, E. (1996). *Global peat resources*, volume 4. International Peat Society
2522 Jyskä.
- 2523 LELIEVELD, J. O. S., CRUTZEN, P. J. et DENTENER, F. J. (1998). Changing concentra-
2524 tion, lifetime and climate forcing of atmospheric methane. *Tellus B*, 50(2):128–150.
- 2525 LIMPENS, J. et BERENDSE, F. (2003). How litter quality affects mass loss and N loss
2526 from decomposing Sphagnum. *Oikos*, 103(3):537–547.
- 2527 LIMPENS, J., BERENDSE, F., BLODAU, C., CANADELL, J. G., FREEMAN, C., HOLDEN,
2528 J., ROULET, N., RYDIN, H. et SCHAEPMAN-STRUB, G. (2008). Peatlands and the
2529 carbon cycle : from local processes to global implications – a synthesis. *Biogeosciences*,
2530 5(2):1475–1491.
- 2531 LIU, W., FOX, J. E. et XU, Z. (2000). Leaf litter decomposition of canopy trees, bamboo
2532 and moss in a montane moist evergreen broad-leaved forest on Ailao Mountain,
2533 Yunnan, south-west China. *Ecol. Res.*, 15(4):435–447.
- 2534 LIVINGSTON, G. P. et HUTCHINSON, G. L. (1995). Enclosure-based measurement of
2535 trace gas exchange : applications and sources of error. *Biog. Trace Gases Meas.*
2536 *Emiss. Soil Water*, pages 14–51.

- 2537 LOHILA, A., AURELA, M., REGINA, K. et LAURILA, T. (2003). Soil and total ecosystem
2538 respiration in agricultural fields : effect of soil and crop type. *Plant Soil*, 251(2):303–
2539 317.
- 2540 LONG, K. D., FLANAGAN, L. B. et CAI, T. (2010). Diurnal and seasonal variation in
2541 methane emissions in a northern Canadian peatland measured by eddy covariance.
2542 *Global Change Biology*, 16(9):2420–2435.
- 2543 LONG, S. P. et HÄLLGREN, J.-E. (1993). Measurement of CO₂ assimilation by plants
2544 in the field and the laboratory. In HALL, D. O., SCURLOCK, J. M. O., Bolhàr
2545 NORDENKAMPF, H. R., LEEGOOD, R. C. et LONG, S. P., éditeurs : *Photosynthesis*
2546 and *Production in a Changing Environment*, pages 129–167. Springer Netherlands.
- 2547 LUND, M., CHRISTENSEN, T. R., LINDROTH, A. et SCHUBERT, P. (2012). Effects
2548 of drought conditions on the carbon dioxide dynamics in a temperate peatland.
2549 *Environ. Res. Lett.*, 7(4):045704.
- 2550 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006a). Chapter 1 - Introduction and overview. In LUO, Y. et
2551 ZHOU, X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 3 – 15. Academic
2552 Press, Burlington.
- 2553 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006b). Chapter 5 - Controlling factors. In LUO, Y. et ZHOU,
2554 X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 79 – 105. Academic Press,
2555 Burlington.
- 2556 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006c). Chapter 8 - Methods of measurements and estimations.
2557 In LUO, Y. et ZHOU, X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 161
2558 – 185. Academic Press, Burlington.
- 2559 MACDONALD, G. M., BEILMAN, D. W., KREMENETSKI, K. V., SHENG, Y., SMITH,
2560 L. C. et VELICHKO, A. A. (2006). Rapid early development of circumarctic peatlands
2561 and atmospheric CH₄ and CO₂ variations. *Science*, 314(5797):285–288.
- 2562 MAHECHA, M. D., REICHSTEIN, M., CARVALHAIS, N., LASSLOP, G., LANGE, H., SE-
2563 NEVIRATNE, S. I., VARGAS, R., AMMANN, C., ARAIN, M. A., CESCATTI, A., JANS-
2564 SENNS, I. A., MIGLIAVACCA, M., MONTAGNANI, L. et RICHARDSON, A. D. (2010).
2565 Global Convergence in the Temperature Sensitivity of Respiration at Ecosystem Le-
2566 vel. *Science*, 329(5993):838–840.
- 2567 MALMER, N., SVENSSON, B. M. et WALLÉN, B. (1994). Interactions between Sphagnum
2568 mosses and field layer vascular plants in the development of peat-forming systems.
2569 *Folia geobot. phytotax.*, 29(4):483–496.
- 2570 MANNEVILLE, O. (1999). *Le monde des tourbières et des marais : France, Suisse,*
2571 *Belgique et Luxembourg*. Delachaux & Niestle.
- 2572 MCNEIL, P. et WADDINGTON, J. M. (2003). Moisture controls on Sphagnum growth
2573 and CO₂ exchange on a cutover bog. *J. Appl. Ecol.*, 40(2):354–367.
- 2574 MOORE, T. R., BUBIER, J. L., FROLKING, S. E., LAFLEUR, P. M. et ROULET, N. T.
2575 (2002). Plant biomass and production and CO₂ exchange in an ombrotrophic bog.
2576 *Journal of Ecology*, 90(1):25–36.

- 2577 MUNIR, T. M., PERKINS, M., KAING, E. et STRACK, M. (février 20, 2015). Carbon
2578 dioxide flux and net primary production of a boreal treed bog : Responses to warming
2579 and water-table-lowering simulations of climate change. *Biogeosciences*, 12(4):1091–
2580 1111.
- 2581 NATIONAL WETLANDS WORKING GROUP (1997). *The Canadian wetland classification system*. University of Waterloo, Waterloo, Ontario, 2nd edition édition.
- 2583 ORLOWSKY, B. et SENEVIRATNE, S. I. (2012). Global changes in extreme events :
2584 regional and seasonal dimension. *Clim. Change*, 110(3-4):669–696.
- 2585 PARISH, F., SIRIN, A., CHARMAN, D., JOOSTEN, H., MINAYEVA, T., SILVIUS, M. et
2586 STRINGER, L. (2008). *Assessment on Peatlands, Biodiversity and Climate Change : Main Report*. Global Environment Centre & Wetlands International.
- 2588 PARKIN, T. B. et KASPAR, T. C. (2003). Temperature Controls on Diurnal Carbon
2589 Dioxide Flux. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67(6):1763–1772.
- 2590 PAVELKA, M., ACOSTA, M., MAREK, M. V., KUTSCH, W. et JANOUS, D. (2007).
2591 Dependence of the Q_{10} values on the depth of the soil temperature measuring point.
2592 *Plant Soil*, 292(1-2):171–179.
- 2593 PEICHL, M., ÖQUIST, M., LÖFVENIUS, M. O., ILSTEDT, U., SAGERFORS, J., GRELLE,
2594 A., LINDROTH, A. et NILSSON, M. B. (2014). A 12-year record reveals pre-growing
2595 season temperature and water table level threshold effects on the net carbon dioxide
2596 exchange in a boreal fen. *Environ. Res. Lett.*, 9(5):055006.
- 2597 PELLETIER, L., MOORE, T. R., ROULET, N. T., GARNEAU, M. et BEAULIEU-AUDY,
2598 V. (2007). Methane fluxes from three peatlands in the La Grande Rivière watershed,
2599 James Bay lowland, Canada. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).
- 2600 PHILLIPS, C. L., NICKERSON, N., RISK, D. et BOND, B. J. (2011). Interpreting diel
2601 hysteresis between soil respiration and temperature. *Global Change Biol.*, 17(1):515–
2602 527.
- 2603 POST, W. M., EMANUEL, W. R., ZINKE, P. J. et STANGENBERGER, A. G. (1982). Soil
2604 carbon pools and world life zones. *Nature*, 298:156–159.
- 2605 PRATHER, M. J., HOLMES, C. D. et HSU, J. (2012). Reactive greenhouse gas scenarios : Systematic exploration of uncertainties and the role of atmospheric chemistry.
2606 *Geophys. Res. Lett.*, 39(9):L09803.
- 2608 PRENTICE, I. C., FARQUHAR, G. D., FASHAM, M. J. R., GOULDEN, M. L., HEIMANN,
2609 M., JARAMILLO, V. J., KHESHGI, H. S., LEQUÉRÉ, C., SCHOLES, R. J. et WALLACE,
2610 D. W. R. (2001). The Carbon Cycle and Atmospheric Carbon Dioxide. In HOUGH-
2611 TON, J. T., DING, Y., GRIGGS, D. J., NOGUER, M., VAN DER LINDEN, P. J., DAI,
2612 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
2613 Press, Cambridge, UK.

- 2616 PUMPANEN, J., KOLARI, P., ILVESNIEMI, H., MINKKINEN, K., VESALA, T., NIINISTÖ,
 2617 S., LOHLA, A., LARMOLA, T., MORERO, M., PIHLATIE, M., JANSSENS, I., YUSTE,
 2618 J. C., GRÜNZWEIG, J. M., RETH, S., SUBKE, J.-A., SAVAGE, K., KUTSCH, W., ØS-
 2619 TRENG, G., ZIEGLER, W., ANTHONI, P., LINDROTH, A. et HARI, P. (2004). Comparison
 2620 of different chamber techniques for measuring soil CO₂ efflux. *Agric. For. Meteorol.*, 123(3–4):159–176.
- 2622 RAICH, J. W. et SCHLESINGER, W. H. (1992). The global carbon dioxide flux in soil
 2623 respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus B*, 44(2):81–99.
- 2624 RAMEAU, J.-C., MANSION, D. et DUMÉ, G. (2008). *Flore forestière française : Plaines*
 2625 *et collines*. Forêt privée française.
- 2626 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*.
- 2629 ROBERT, C. (2007). Simple, stable, and compact multiple-reflection optical cell for
 2630 very long optical paths. *Applied Optics*, 46(22):5408–5418.
- 2631 ROBERT, M. et SAUGIER, B. (2003). Contribution des écosystèmes continentaux à la
 2632 séquestration du carbone. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(6–7):577–595.
- 2633 ROBROEK, B. J., VAN RUIJVEN, J., SCHOUTEN, M. G., BREEUWER, A., CRUSHELL,
 2634 P. H., BERENDSE, F. et LIMPENS, J. (2009). Sphagnum re-introduction in degraded
 2635 peatlands : The effects of aggregation, species identity and water table. *Basic and Applied Ecology*, 10(8):697–706.
- 2637 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013a). Peatland habitats. In *The biology of Peatlands*,
 2638 pages 85–107. Oxford University Press.
- 2639 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013b). Productivity and peat accumulation. In *The biology*
 2640 *of Peatlands*, pages 254–273. Oxford University Press.
- 2641 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013c). Sphagnum - the builder of boreal peatlands. In *The*
 2642 *biology of Peatlands*, pages 65–84. Oxford University Press.
- 2643 SEGERS, R. (1998). Methane production and methane consumption : a review of
 2644 processes underlying wetland methane fluxes. *Biogeochemistry*, 41(1):23–51.
- 2645 SIEGENTHALER, U. et OESCHGER, H. (février 4, 1987). Biospheric CO₂ emissions
 2646 during the past 200 years reconstructed by deconvolution of ice core data. *Tellus B*,
 2647 39B(1-2):140–154.
- 2648 SILVOLA, J., ALM, J., AHLHOLM, U., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1996).
 2649 The contribution of plant roots to CO₂ fluxes from organic soils. *Biol Fertil Soils*,
 2650 23(2):126–131.
- 2651 SINGH, J. S. et GUPTA, S. R. (1977). Plant decomposition and soil respiration in
 2652 terrestrial ecosystems. *Bot. Rev*, 43(4):449–528.

- 2653 SMITH, L. C., MACDONALD, G. M., VELICHKO, A. A., BEILMAN, D. W., BORISOVA,
2654 O. K., FREY, K. E., KREMENETSKI, K. V. et SHENG, Y. (2004). Siberian Peatlands
2655 a Net Carbon Sink and Global Methane Source Since the Early Holocene. *Science*,
2656 303(5656):353–356.
- 2657 SONNENTAG, O., VAN DER KAMP, G., BARR, A. G. et CHEN, J. M. (2010). On the
2658 relationship between water table depth and water vapor and carbon dioxide fluxes
2659 in a minerotrophic fen. *Glob. Change Biol.*, 16(6):1762–1776.
- 2660 STRACK, M. (2008). *Peatlands and climate change*. IPS, International Peat Society,
2661 Jyväskylä, Finland.
- 2662 STRACK, M. et PRICE, J. S. (2009). Moisture controls on carbon dioxide dynamics of
2663 peat-Sphagnum monoliths. *Ecohydrology*, 2(1):34–41.
- 2664 STRACK, M., WALLER, M. F. et WADDINGTON, J. M. (2006). Sedge succession and
2665 peatland methane dynamics : A potential feedback to climate change. *Ecosystems*,
2666 9(2):278–287.
- 2667 STRACK, M. et ZUBACK, Y. C. A. (2013). Annual carbon balance of a peatland 10 yr
2668 following restoration. *Biogeosciences*, 10(5):2885–2896.
- 2669 SVENSSON, B. M. (1995). Competition between Sphagnum fuscum and Drosera rotun-
2670 difolia : A Case of Ecosystem Engineering. *Oikos*, 74(2):205–212.
- 2671 TREAT, C. C., BUBIER, J. L., VARNER, R. K. et CRILL, P. M. (2007). Timescale
2672 dependence of environmental and plant-mediated controls on CH₄ flux in a temperate
2673 fen. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).
- 2674 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2012). Methane fluxes from a
2675 patterned fen of the northeastern part of the La Grande river watershed, James Bay,
2676 Canada. *Biogeochemistry*, 113(1-3):409–422.
- 2677 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2014). Interannual variability in
2678 the CO₂ balance of a boreal patterned fen, James Bay, Canada. *Biogeochemistry*,
2679 118(1-3):371–387.
- 2680 TURETSKY, M. R., TREAT, C. C., WALDROP, M. P., WADDINGTON, J. M., HAR-
2681 DEN, J. W. et MCGUIRE, A. D. (2008). Short-term response of methane fluxes and
2682 methanogen activity to water table and soil warming manipulations in an Alaskan
2683 peatland. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 113(G3).
- 2684 TURUNEN, J., TOMPOPO, E., TOLONEN, K. et REINIKAINEN, A. (2002). Estimating
2685 carbon accumulation rates of undrained mires in Finland—application to boreal and
2686 subarctic regions. *The Holocene*, 12(1):69–80.
- 2687 UPDEGRAFF, K., BRIDGHAM, S. D., PASTOR, J., WEISHAMPEL, P. et HARTH, C.
2688 (2001). Response of CO₂ and CH₄ emissions from peatlands to warming and water
2689 table manipulation. *Ecol. Appl.*, 11(2):311–326.

- 2690 VARGAS, R., BALDOCCHI, D. D., ALLEN, M. F., BAHN, M., BLACK, T. A., COLLINS,
2691 S. L., YUSTE, J. C., HIRANO, T., JASSAL, R. S., PUMPANEN, J. et TANG, J. (2010).
2692 Looking deeper into the soil : biophysical controls and seasonal lags of soil CO₂
2693 production and efflux. *Ecol. Appl.*, 20(6):1569–1582.
- 2694 VARGAS, R., CARBONE, M. S., REICHSTEIN, M. et BALDOCCHI, D. D. (2011). Frontiers
2695 and challenges in soil respiration research : from measurements to model-data
2696 integration. *Biogeochemistry*, 102(1-3):1–13.
- 2697 VIEL, E., BINET, S., GOGO, S. et LAGGOUN-DÉFARGE, F. (2015). Tree invasion
2698 controls the drainage pattern in La Guette peatland (France) : impact on the water
2699 storage capacity of the peat. *Journal of Hydrology (submitted)*.
- 2700 WADDINGTON, J. M. et ROULET, N. T. (2000). Carbon balance of a boreal patterned
2701 peatland. *Global Change Biology*, 6(1):87–97.
- 2702 WAGNER, D. J. et TITUS, J. E. (1984). Comparative desiccation tolerance of two
2703 Sphagnum mosses. *Oecologia*, 62(2):182–187.
- 2704 WARD, S. E., OSTLE, N. J., OAKLEY, S., QUIRK, H., HENRYS, P. A. et BARDGETT,
2705 R. D. (2013). Warming effects on greenhouse gas fluxes in peatlands are modulated
2706 by vegetation composition. *Ecol. Lett.*, 16(10):1285–1293.
- 2707 WEEDON, J. T., AERTS, R., KOWALCHUK, G. A., VAN LOGTESTIJN, R., ANDRINGA,
2708 D. et VAN BODEGOM, P. M. (2013). Temperature sensitivity of peatland C and N
2709 cycling : Does substrate supply play a role ? *Soil Biology and Biochemistry*, 61:109–
2710 120.
- 2711 WELTZIN, J. F., PASTOR, J., HARTH, C., BRIDGHAM, S. D., UPDEGRAFF, K. et CHAPIN,
2712 C. T. (2000). Response of bog and fen plant communities to warming and
2713 water-table manipulations. *Ecology*, 81(12):3464–3478.
- 2714 WHALEN, S. C. et PEIRCE, J. J. (2005). Biogeochemistry of methane exchange between
2715 natural wetlands and the atmosphere. *Environmental engineering science*, 22(1):73–
2716 94.
- 2717 WORRALL, F., BURT, T., ROWSON, J., WARBURTON, J. et ADAMSON, J. (2009).
2718 The multi-annual carbon budget of a peat-covered catchment. *Science of The Total
2719 Environment*, 407(13):4084–4094.
- 2720 WUEBBLES, D. J. et HAYHOE, K. (2002). Atmospheric methane and global change.
2721 *Earth-Sci. Rev.*, 57(3):177–210.
- 2722 WULLSCHLEGER, S. D. (1993). Biochemical limitations to carbon assimilation in C3
2723 plants—a retrospective analysis of the A/Ci curves from 109 species. *J. Exp. Bot.*,
2724 44(5):907–920.
- 2725 YU, Z., BEILMAN, D. W. et JONES, M. C. (2009). Sensitivity of northern peatland car-
2726 bon dynamics to Holocene climate change. In *Carbon cycling in northern peatlands*,
2727 volume 184, pages 55–69. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Se-
2728 ries Washington, DC.

2729 YU, Z., LOISEL, J., BROSSEAU, D. P., BEILMAN, D. W. et HUNT, S. J. (2010). Global
2730 peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophys. Res. Lett.*, 37(13).

2731 ZHU, X., SONG, C., SWARZENSKI, C. M., GUO, Y., ZHANG, X. et WANG, J. (février
2732 2015). Ecosystem-atmosphere exchange of CO₂ in a temperate herbaceous peatland
2733 in the Sanjiang plain of northeast China. *Ecol. Eng.*, 75:16–23.

Index

A

2734 atterrissage 11

C

2737 carbone

2738 stock 12

2739 changements globaux 2, 14

E

2741 échange net de l'écosystème

2742 contrôle 21

P

2744 paludification 11

2745 photosynthèse 17

2746 production primaire brute

2747 contrôle 21

R

2749 respiration 18

2750 de l'écosystème 18

2751 contrôle 20

2752 du sol 18

S

2754 services écologiques 3

T

2756 tourbières 8–16

2757 distribution 11

2758 formation 11

2759 surface 10

2760 utilisation 14

2761 tourbification 10

Z

2762 zone humide 8

₂₇₆₄ Annexes

₂₇₆₅ A Photos supplémentaires



(a) droséra

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

₂₇₆₆ B protocole végétation

₂₇₆₇ Le suivi non-destructif d'une végétation n'est pas triviale et nécessite la mise en place de protocoles particuliers en fonction du type de végétation. L'objectif est de pouvoir estimer une biomasse produite en impactant au minimum la végétation en place. Pour l'ensemble des espèces végétales présentes dans les embases servant à la mesure des flux un recouvrement à été estimé, à l'œil.

₂₇₇₂ **La strate arbustive**

₂₇₇₃ Pour la strate arbustive des mesures de hauteur moyenne ont été effectuées, en mesurant depuis le niveau du sol, ou le toit des sphaignes, si elles étaient présentes, jusqu'au sommet de l'individu.

₂₇₇₆ **La strate herbacée**

₂₇₇₇ Pour la strate herbacée, en 2013, 5 individus des deux espèces majoritaires (*Eriophorum vaginatum* ? *augustifolium* ?, *Molinia Caerulea*) ont été marqués afin de pourvoir les mesurer plusieurs fois au cours de la saison. Cependant les difficultés à retrouver les individus marqués couplés à la mort d'un nombre important d'entre eux n'ont pas permis d'acquérir de résultats significatifs. En conséquence en 2014 ces deux espèces ont fait l'objet de comptage exhaustif et de mesure de hauteur moyenne.

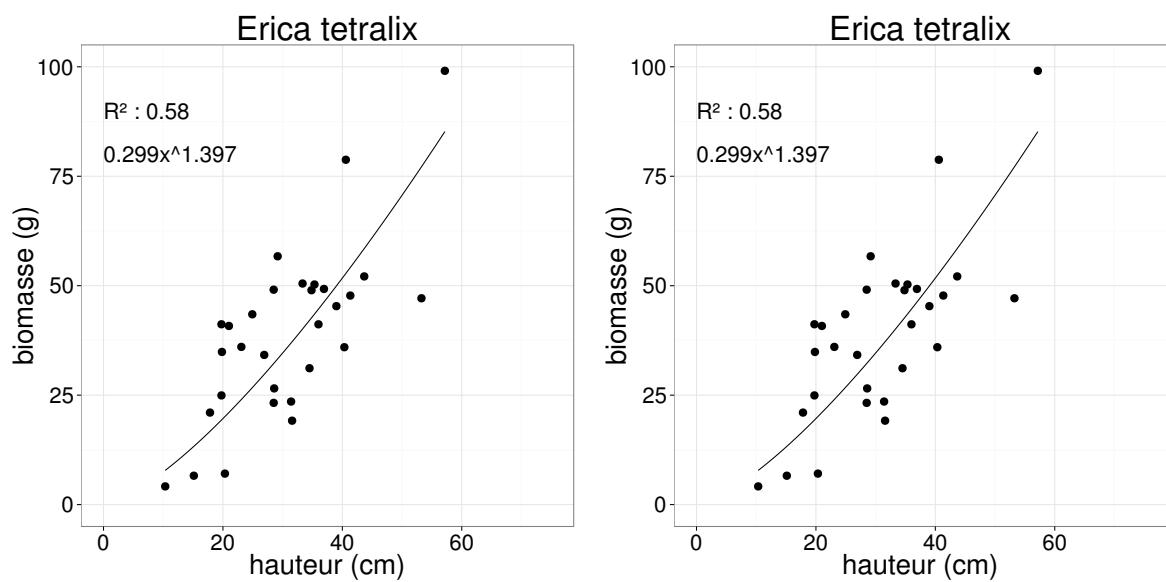


FIGURE 8 – Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur

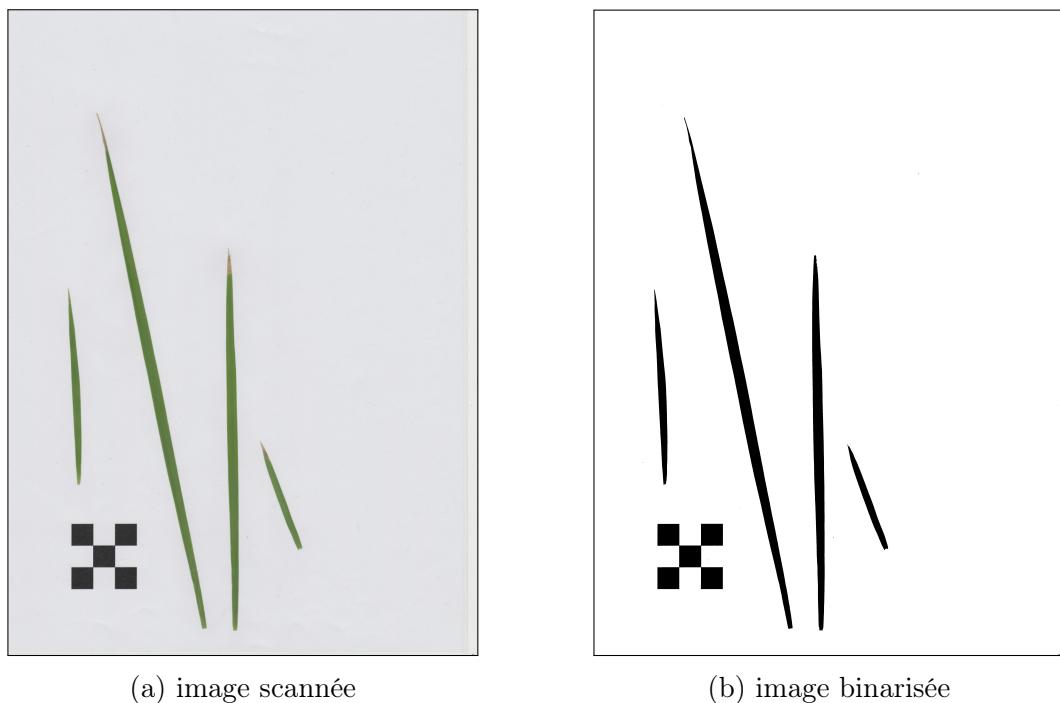


FIGURE 9 – Scanne des feuilles

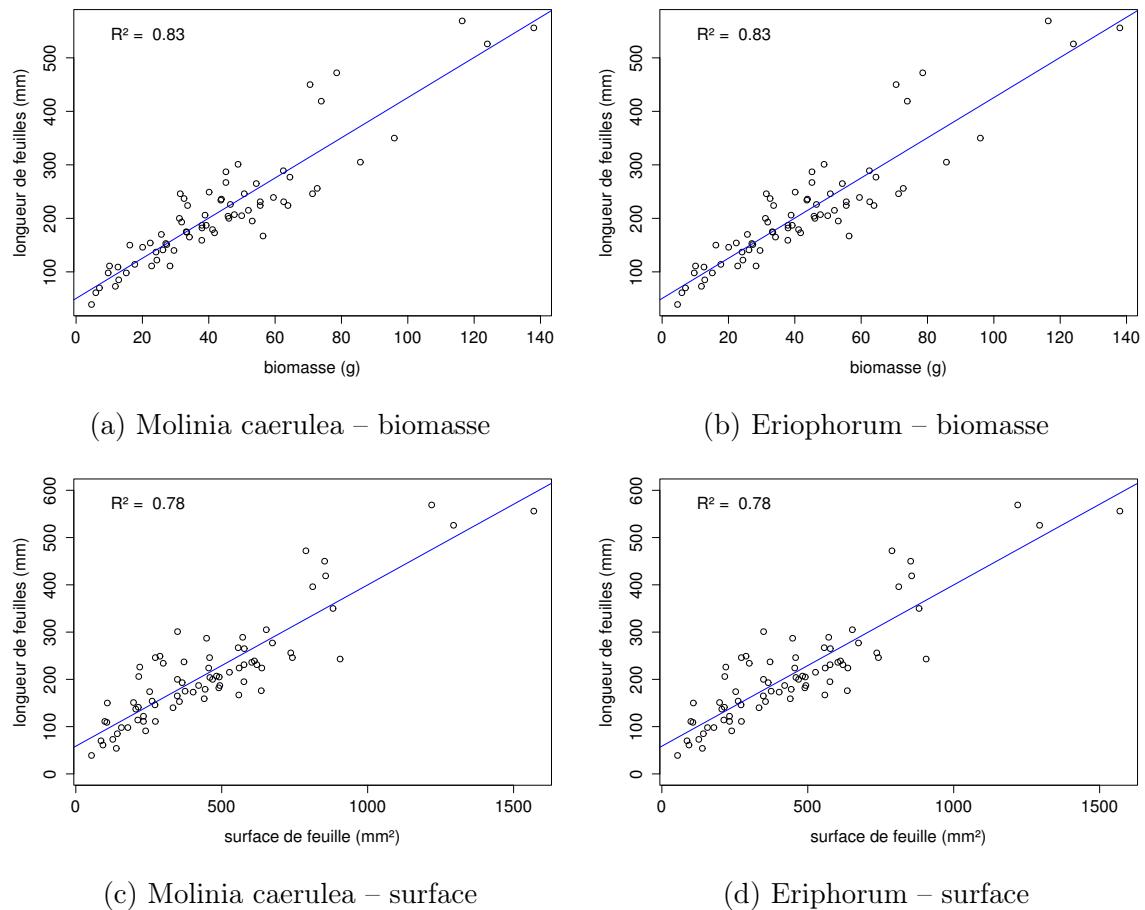


FIGURE 10 – Calibration de la biomasse herbacées pour *Molinia Caerulea* (a), pour *Eriophorum* (b) et de la surface de feuille pour *Molinia Caerulea* (c), pour *Eriophorum* (d) en fonction de la hauteur

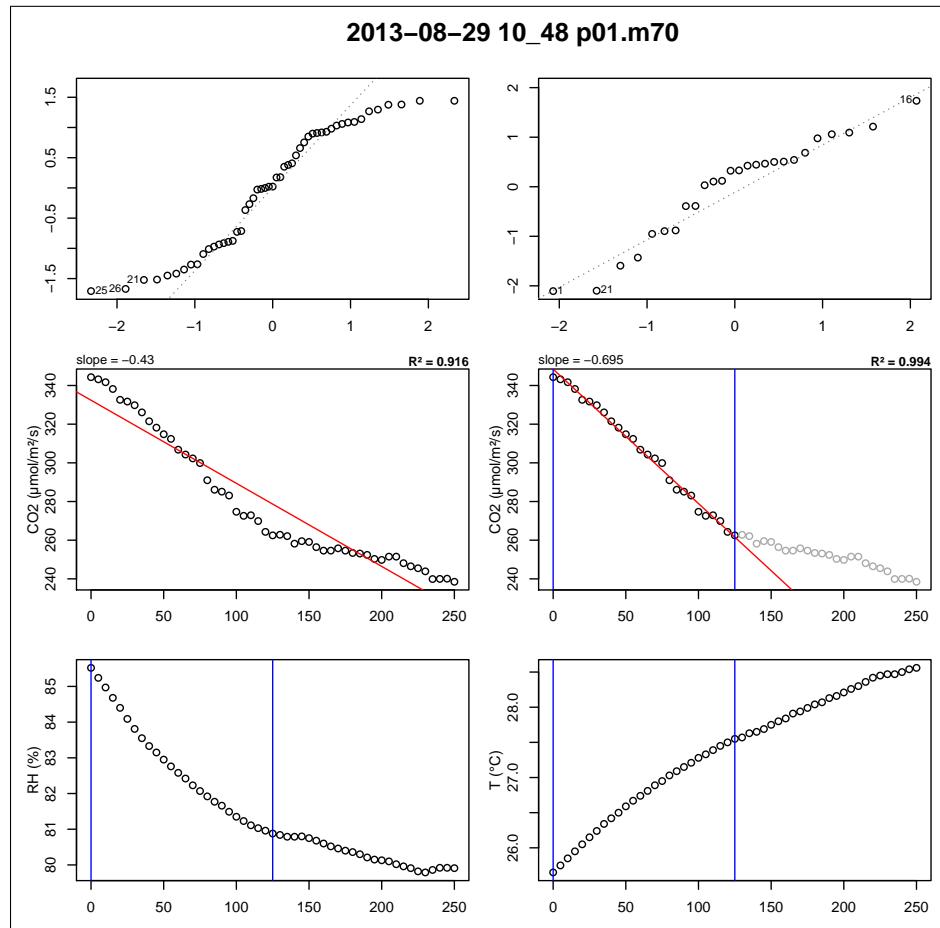


FIGURE 11 – Planche de graphes permettant le diagnostique des mesures de flux de CO₂

2783 C Le projet CARBIODIV

2784 Ce projet vise à restaurer l’hydrologie de la tourbière de La Guette et de suivre les
 2785 effets de cette restauration sur les flux de carbone et la biodiversité. Ce projet implique
 2786 donc des laboratoires scientifiques (ISTO, LPC2E) une cellule de recherche et déve-
 2787 loppement de l’Université d’Orléans (CETRAHE), des associations (SNE, CERCOPE,
 2788 LIN’Eco), et une entreprise (Environnement41).

2789 Carte Nécessaire.

2790 D package m70r

2791 Ce package contient une série de fonctions à utiliser avec le langage R et qui
 2792 permettent de traiter les fichiers *.m70 issue des sondes Vaisala.

- 2793 — Générer des planches de graphes pour diagnostiquer les flux (Figure 11)
- 2794 — De comparer l’effet du retrait de certains points. La figure 11 montre ainsi une
 2795 mesure pour laquelle l’assimilation de CO₂ par photosynthèse est tellement forte
 2796 qu’elle semble être stoppée abruptement au delà d’un certain seuil.

- 2797 — De conserver les changement effectués dans un fichier séparé du fichier source,
2798 qui reste donc intact.
2799 — De calculer les flux net.

[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, ...