

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
3.3 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	69
3.3.3	Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle de l'écosystème	77
3.3.4	Variabilité spatiale du bilan	84
3.4	Discussion	86
3.4.1	Estimations des flux	86
3.4.2	Estimations des bilans	89
3.4.3	Sensibilité et limitations du bilan	89
3.4.4	Représentativité locale du modèle	90
3.4.5	Variation du bilan avec la végétation	90
3.4.6	perspectives	91
4	Effets de l'hydrologie sur les flux de GES	93
4.1	Introduction	94
4.2	Procédure expérimentale	96
4.2.1	Expérimentation A	96
4.2.2	Expérimentation B	97
4.2.3	traitement	97
4.3	Résultats	99
4.3.1	Expérimentation A	99
4.3.2	Expérimentation B	102
4.3.3	tendances générales	105
4.4	Discussion	105
4.4.1	Comparaison aux mesures <i>in-situ</i>	105
4.4.2	Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz	107
4.4.3	Effet cycles multiples	108
5	Variation journalière de la respiration de l'écosystème (article)	109
5.1	Introduction	110
5.1.1	Study sites	112
5.1.2	Data acquisition	112
5.1.3	Data synchronisation	113
5.1.4	Sensitivity of ER to temperature	113
5.1.5	Testing difference between daytime and nighttime ER sensitivity to temperature	114
5.1.6	Physico-chemical characterisation of the peat	114
5.2	Results	115
5.2.1	Air temperature and ER variability	115
5.2.2	ER and soil temperature synchronisation	116
5.2.3	Model implementation	117
5.2.4	ER and temperature relationship	118
5.2.5	Q_{10} evolution	119
5.2.6	Daytime and nighttime differences	121
5.2.7	Peat characterisation	121
5.3	Discussion	125
5.3.1	ER differences between sites	125
5.3.2	Time-delay between temperature and ER	126

5.3.3	Synchronising ER and temperature improves ER sensitivity to temperature representation	126
5.3.4	Differences between daytime and nighttime ER measurements .	127
5.3.5	Q_{10} sensitivity to temperature depth and synchronisation . .	127
5.4	Conclusions	128
	Conclusions et perspectives	131
5.5	Bilan du bilan (de C) ?	132
5.5.1	RE : modélisation vs mesures	132
5.6	L'hydrologie	133
5.6.1	Résilience de la tourbe par rapport aux 2 années sèches qui pré- cèdent le BdC	134
5.7	Ouverture vers d'autre méthodes de mesures	134
5.8	perspectives	135
5.9	idées	135
	Références bibliographiques	148
	Index	149
	Annexes	151
A	Photos supplémentaires	152
B	protocole végétation	152
C	Le projet CARBIODIV	155
D	package m70r	155

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) est une moyenne de modèles (Joos <i>et al.</i> , 2013), le graphe (c) est une moyenne d'autres modèles (Archer <i>et al.</i> , 2009). Modifié d'après (Ciais <i>et al.</i> , 2014).	21
1.7	schéma des flux de carbone entre une tourbière et l'atmosphère	23
1.8	todo, modifié d'après Long et Hällgren (1993)	27
1.9	Productivités moyennes des espèces de sphagnes en g m ⁻² an ⁻¹ . Les barres d'erreurs représentent l'erreur standard. Le nombre d'observation est indiqué par les nombres à l'intérieur des barres. Les espèces en orange sont celles rencontrées sur le site d'étude. modifié d'après Gunnarsson (2005)	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	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)	64
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)	65
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)	66
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.	67
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 3.1	71
3.13 PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.3	73
3.14 RE modèles avec Tair	75
3.15 RE modèles avec Tair	76
3.16 CH ₄ modèle H	76
3.17 Flux de CO ₂ interpolé à partir de PPB-1 et PPB-2	79
3.18 Flux de CO ₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3	80
3.19 Flux de CO ₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3	80
3.20 Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres des modèles RE-1 et RE-3	83
3.21 Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2	84
3.22 Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2	85
4.1 Prélèvement des mésocosmes (en haut). Mésocosmes installés et protégés de la pluie (en bas).	98
4.2 Schéma d'un mésocosme	99
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.	100

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.	103
4.5	Relations entre les flux de GES et le niveau de la nappe	106
5.1	Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).	116
5.2	Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT)	117
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.	120
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).	122
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).	123
5.6	Comparaison entre les valeurs estimées par le modèle RE-1 et les mesures faites à haute fréquence sur le site du 30 juillet au 2 août 2013	134
7	Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure.	152
8	Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur	153
9	Scanne des feuilles	153
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	154
11	Planche de graphes permettant le diagnostique des mesures de flux de CO ₂	155

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.	78
3.2	Bilan des flux en gCm2an1	81
3.3	Bilan des flux en gCm2an1	81
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.	82
3.5	Bilan des flux de CO ₂ en gCm2an1, en utilisant PPB-2 et RE-3	85
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).	118
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 $g.cm^{-3}$	124

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 des 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 constraint, 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.

ZONES HUMIDES :

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

(Ramsar, 1987)

Les zones humides regroupent donc des écosystèmes très variés parmi lesquels les marais, les mangroves, les plaines d'inondations et les tourbières. Ces dernières 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 microbienne et végétales spécifiques, adaptées aux milieux fortement humides ou inondés. Les sphaignes étant la végétation caractéristique 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 :

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

Définition traduite d'après Joosten et Clarke (2002)

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

2. Marais tourbeux situé sur une hauteur

1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

TOURBIÈRE ACTIVE :

146 Écosystèmes dans lesquels 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 derrières 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 accu-
166 mulées 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 certain écosystèmes tourbeux et non-tourbeux rendent la cartographie de ces écosys-
¹⁷² tèmes délicate. Les estimations généralement citées évaluent la surface occupée par
¹⁷³ les tourbières à environ 4 000 000 km² ([Lappalainen, 1996](#)). Cette surface correspond
¹⁷⁴ à 2 à 3 % de l'ensemble des terres émergées du globe. Plus de 85 % d'entre elles sont
¹⁷⁵ situés 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 inclue des composés traditionnellement considérés comme minéraux (le graphite) et exclue certains autres considérés comme organiques (acide oxalique) (Liste de diffusion ResMO (Réseau Matières Organiques http://www6.inra.fr/reseau_matières_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 avec

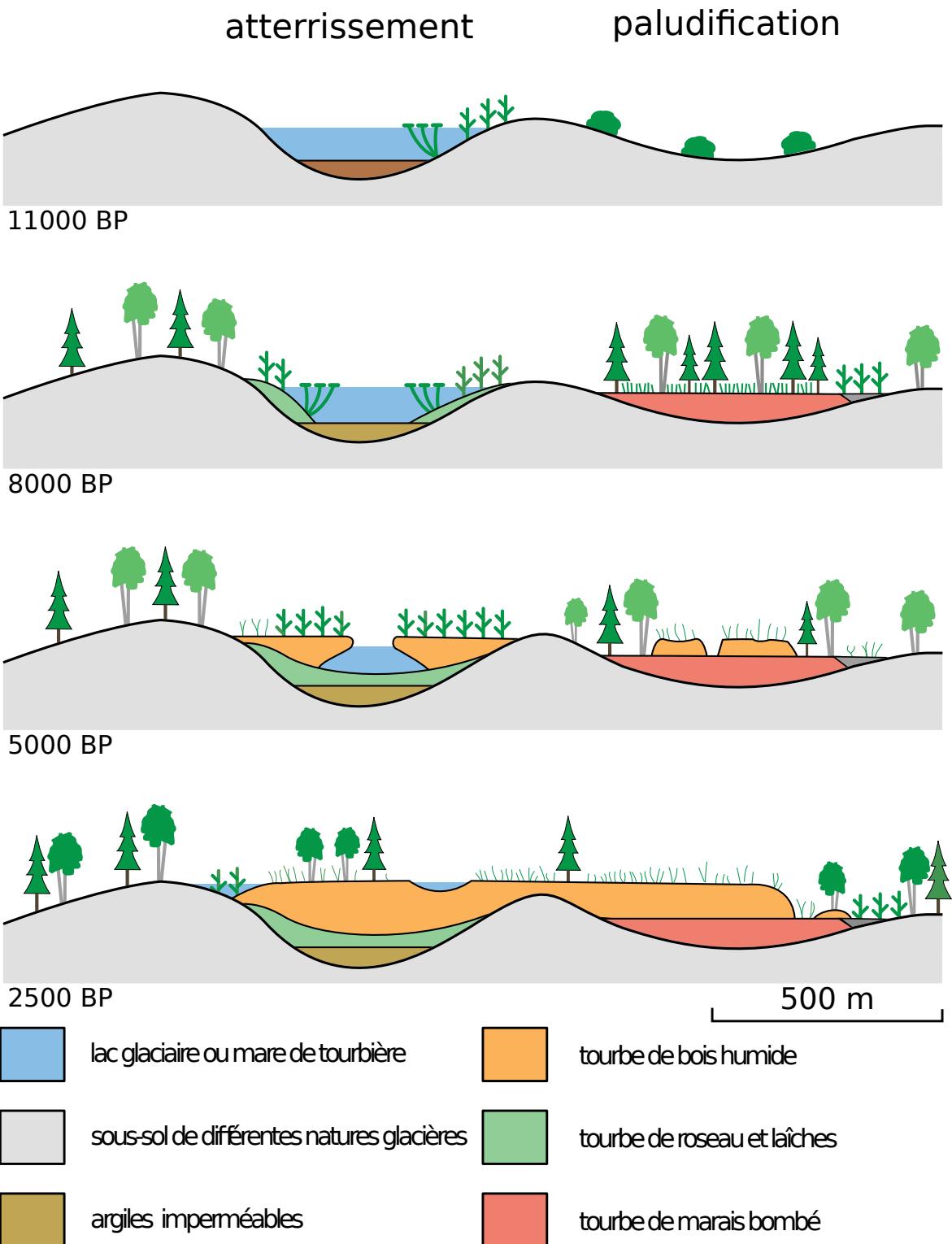


FIGURE 1.2 – Processus de formation des tourbières, à gauche l'atterrissement et à droite la paludification. modifié d'après [Manneville \(1999\)](#)



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

202 un niveau de nappe très proche de la surface du sol. De forme concave ou en pente elles
 203 sont généralement alimentées en eaux par des sources ou par ruissellement et sont donc
 204 dites minérotrophes. Le pH de leur eaux de surface varient de 4 à 8. Les végétations
 205 dominantes de ces écosystèmes peuvent être des bryophytes, des graminées ou des
 206 arbustes bas ([Rydin et Jeglum, 2013b](#)). Au sein de ces écosystèmes la topographie
 207 est fortement variables et fait l'objet d'une terminologie particulière : on parle de
 208 buttes (*Hummock* en anglais) pour désigner des sur-élévation topographique, de Gouille
 209 (*Hollow* en anglais) pour les dépressions et de replat (*Lawn* en anglais) pour les zones
 210 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 formés 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
 225 primaire, est même plus faible (**Réf needed**). Ce n'est donc pas en assimilant d'avant-
 226 age de carbone que les tourbières l'accumulent. Si les entrées de carbone ne sont pas
 227 supérieures à d'autres écosystèmes, il faut donc que les sorties soient plus faible. 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 vasculaire 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 variétés 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 excédants 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 rapide, 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 remonte 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. En-
271 fin depuis le milieu du 20^e une part importante de ces écosystèmes ont été drainé pour
272 développer la sylviculture. Aujourd'hui l'exploitation principale de la tourbe est liée à
273 son utilisation comme substrat horticole ([Lappalainen, 1996; Chapman et al., 2003](#)).
274 Ces utilisations nécessitant souvent le drainage des écosystèmes, notamment pour pou-
275 voir y faire rouler des engins mécanisés, les ont fortement perturbés. Aujourd'hui la
276 surface de tourbières altérée est estimée à 500 000 km² environ, principalement du fait
277 de leur reconversion pour l'agriculture et la sylviculture (Tableau 1.2). En France, suite
278 à leur utilisation, principalement agricole, la surface des tourbières a été par deux entre
279 1945 et 1998, passant de 1200 km² à 600 km² ([Lappalainen, 1996; Manneville, 1999](#)).
280 Ces écosystèmes ont donc été et sont encore perturbés par différentes activités
281 humaines. Malgré tout leur importance est connue et elles sont l'objet de nombreuses
282 actions de préservation et/ou de réhabilitation.

283 **Les contraintes climatiques**

284 Comme nous l'avons dit, le stock de C accumulé par les tourbières s'est majori-
285 tairement constitué pendant l'Holocène. À cette époque déjà ces écosystèmes étaient
286 influencés par le climat, et leur développement n'a pas été linéaire sur ces douze derniers
287 milliers d'années. Il est reconnu que le développement des tourbières est très impor-
288 tant au début de cette période ([Smith et al., 2004; MacDonald et al., 2006; Yu et al.,](#)
289 [2009](#)). Plus particulièrement entre il y a 12 000 et 8000 ans période pendant laquelle

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

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

Les tourbières, qui ont accumulées un stock de carbone important, sont donc sou-

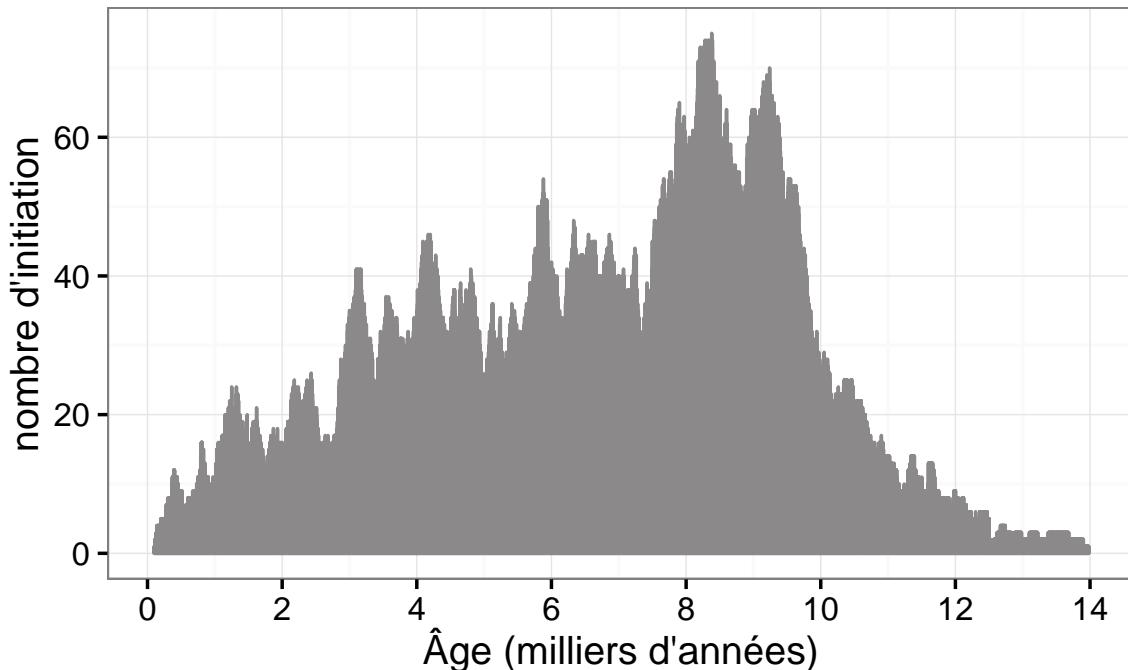


FIGURE 1.4 – Nombre de tourbières nouvellement formées pendant l'holocène. Modifié d'après ([MacDonald *et al.*, 2006](#))

³¹¹ mises à des contraintes fortes qu'elles soient anthropiques ou climatiques. Afin de mieux
³¹² cerner le devenir de ce carbone, l'étude de ces écosystèmes, des flux de carbone qu'ils
³¹³ échangent avec l'atmosphère, est une nécessité.

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

³¹⁶ Cette partie s'attache à décrire les GES et leurs liens avec les tourbières, les flux de
³¹⁷ carbone et des processus qui y sont liés, puis facteurs contrôlants ces flux à l'échelle des
³¹⁸ processus jusqu'aux individus et communautés (nécessaire afin de pouvoir appréhender
³¹⁹ correctement ces flux à des échelles plus large), les facteurs contrôlant à l'échelle de
³²⁰ l'écosystème (colonne de tourbe, site complet) et enfin les bilans de carbone.

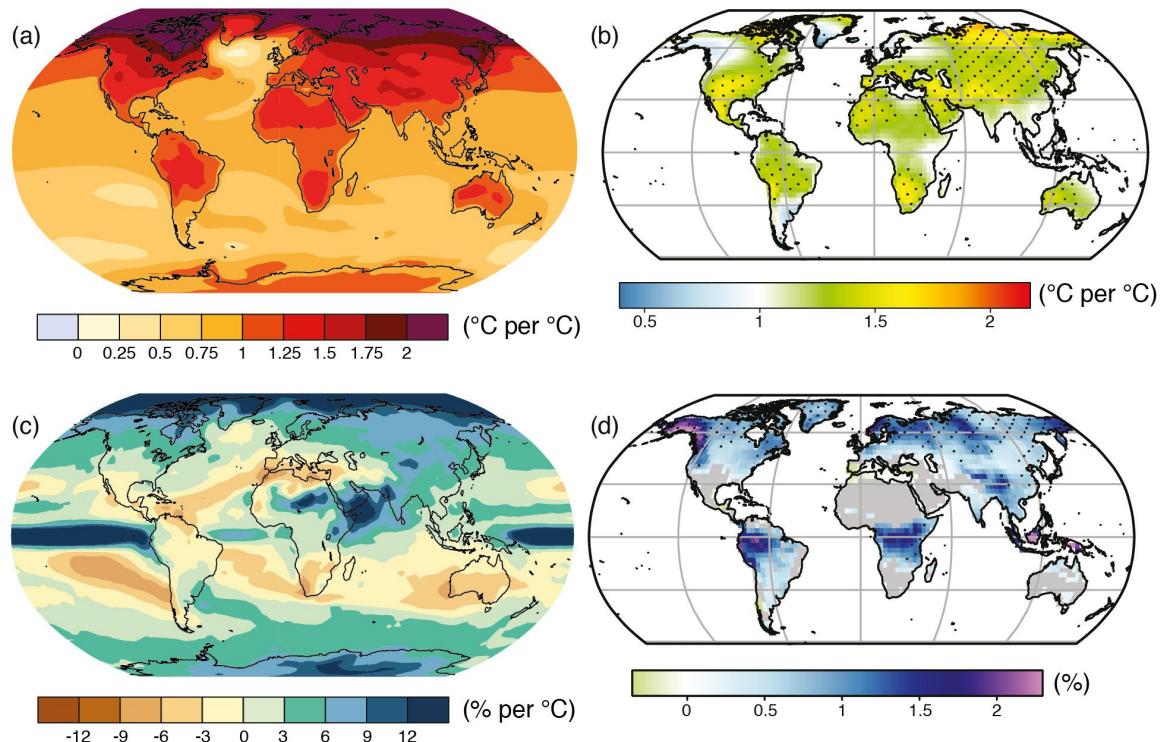


FIGURE 1.5 – Projection des changements à l'horizon 2100, des moyennes et extrêmes annuels (sur terre) des températures de l'air et des précipitations : (a) température de surface moyenne par °C de changement global moyen, (b) 90^e percentile des températures journalières maximum par °C de changement 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) est une moyenne de modèles (Joos *et al.*, 2013), le graphe (c) est une moyenne d’autres modèles (Archer *et al.*, 2009). Modifié d’après (Ciais *et al.*, 2014).

³²¹ 1.2.1 GES et Tourbières

³²² Dans l’atmosphère le carbone est principalement présent dans l’atmosphère sous
³²³ forme de dioxyde de carbone (CO₂) et de méthane (CH₄).

³²⁴ La concentration en CO₂ dans l’atmosphère fluctuait avant l’ère industrielle entre
³²⁵ 180 et 290 ppm⁶. En 1750 au début de l’ère industrielle sa concentration était de
³²⁶ 280 ppm environ avant d’augmenter pour atteindre 391 ppm aujourd’hui (moyenne an-
³²⁷ nuelle en 2011) (Ciais *et al.*, 2014). Différents processus permettent d’extraire du CO₂
³²⁸ de l’atmosphère, la photosynthèse, la dissolution du CO₂ dans l’océan et enfin l’altéra-
³²⁹ tion de silicate et les réactions avec le carbonate de calcium. Ces processus s’effectuent
³³⁰ avec des échelles de temps différentes, en conséquence après une émission de CO₂, il
³³¹ ne reste que 40 % de cette émission après 100 ans, mais il reste toujours plus de 20 %
³³² après 1000 ans et plus de 10 % après 10 000 ans (Joos *et al.*, 2013; Ciais *et al.*, 2014)
³³³ (Figure 1.6).

³³⁴ 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 pour 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.

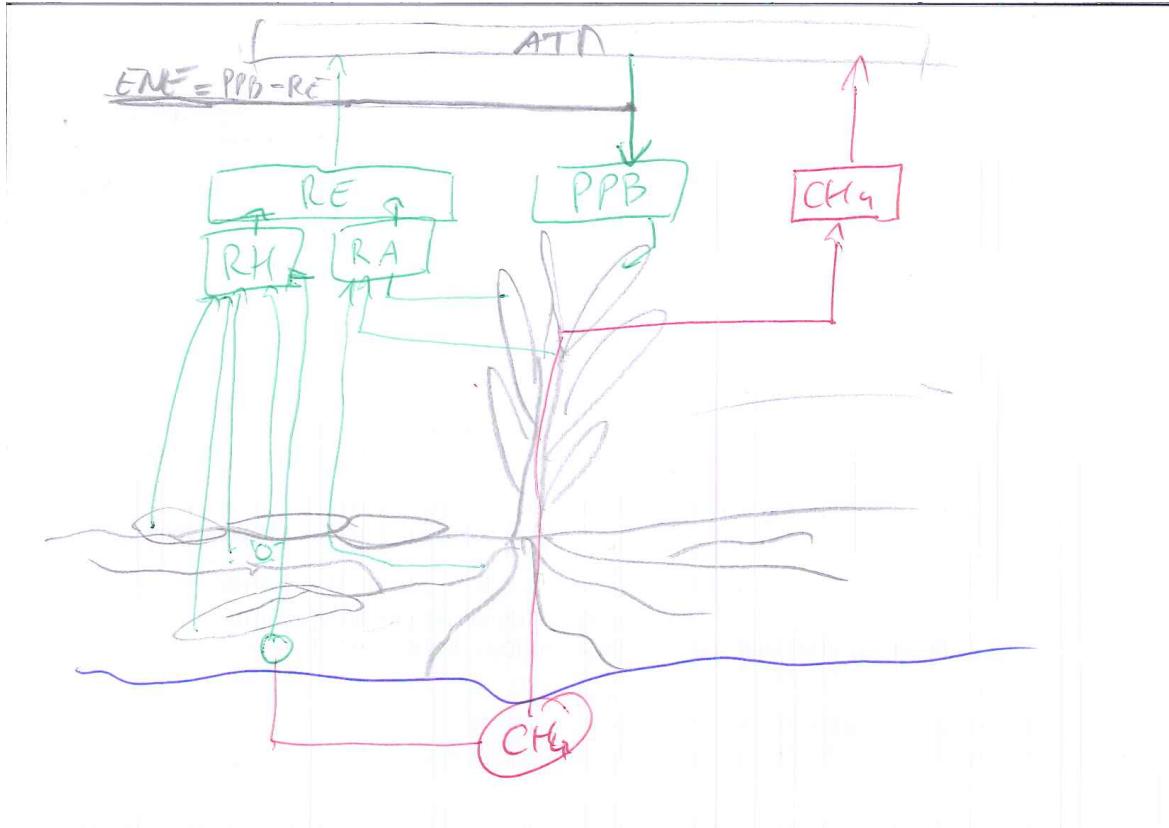


FIGURE 1.7 – schéma des flux de carbone entre une tourbière et l'atmosphère

³⁵⁹ chimiosynthèse, mais leur importance est moindre.

³⁶⁰ On définit la **Production Primaire Brute** (PPB), *Gross Primary Production*,
³⁶¹ (*GPP*) en anglais comme :

PRODUCTION PRIMAIRE BRUTE (PPB) :

Quantité de carbone extraite de l'atmosphère et transformée en matières
³⁶² organiques par l'écosystème principalement via la photosynthèse. Ce flux
est exprimé en quantité de carbone par unité de surface et de temps.

³⁶³ Les tourbières sont des écosystèmes dont la production primaire est estimée à envi-
³⁶⁴ 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 particulière élevée (**Réf needed**) et c'est en fait la faible décomposition des ma-
³⁶⁷ tières organiques qui permet aux tourbières de stocker du carbone.

³⁶⁸ Il n'y a pas de flux direct de CH₄ de l'atmosphère vers les écosystèmes terrestres.
³⁶⁹ 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

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

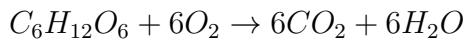
371 De l'écosystème à l'atmosphère

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

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

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

375 cellulaire, peut être écrite sous la forme :



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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

RESPIRATION DE L'ÉCOSYSTÈME (RE) :

387 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.

388 On distingue la respiration de l'écosystème de celle du sol en définissant la respiration

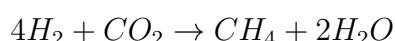
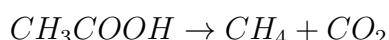
389 du sol (RS) comme l'ensemble des respirations de la colonne de sol, à l'exclusion de la

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 des flux de CH₄ mesurés dans les tourbières s'étendent de 0 à plus 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 méthanotrophes. Cette transformation produit tour à tour différents composés (méthanol, formaldéhyde, formate) aboutissant à la production de CO₂ ([Whalen et Peirce, 2005](#)).



On défini 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

à 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 décrit 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 inclue la colonne de tourbe, le mé-

sosyme, en tant que partie d'un ensemble plus vaste, en tant que sous-écosystème.

Elle inclue 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

décrit 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. La

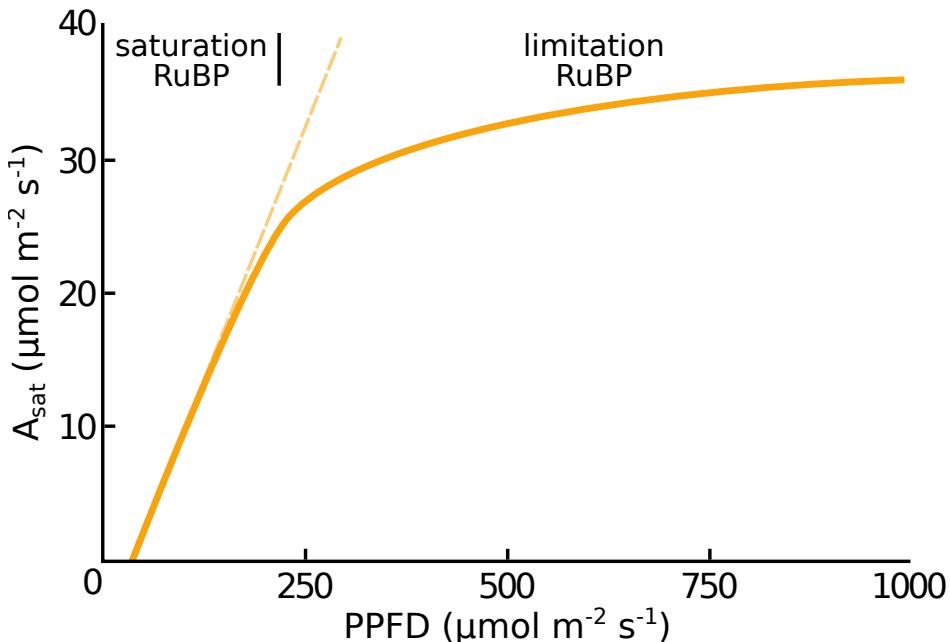


FIGURE 1.8 – todo, modifié d'après Long et Hällgren (1993)

⁴³⁷ végétation également que ce soit de façon directe comme siège de la photosynthèse ou
⁴³⁸ indirecte, en fournissant des nutriments de son vivant à travers les exsudats racinaires,
⁴³⁹ ou à sa mort en devenant litière.

⁴⁴⁰ La photosynthèse

⁴⁴¹ À l'échelle d'espèces végétales, la quantité de carbone assimilable par la photosynthèse est fonction de la quantité de lumière reçue (Long et Hällgren, 1993). La quantité de carbone assimilée augmente d'abord de façon linéaire avec le rayonnement, avant d'être limitée par la régénération d'une enzyme, la Rubisco¹¹, nécessaire à la fixation du CO₂ (Figure 1.8). Les limitations de l'assimilation, que ce soit la pente initiale de la partie linéaire, ou l'assimilation maximale, varient de façon importante en fonction de l'espèce considérée (Wullschleger, 1993). La régénération de la Rubisco, qui limite la photosynthèse, est contrainte par la capacité de transport des électrons. La vitesse de ce transport est fonction de la température et est traditionnellement décrite par une équation d'Arrhenius modifiée, relativement complexe, ou par une équation simplifiée (Farquhar *et al.*, 1980; June *et al.*, 2004). À cette échelle le niveau de l'eau va également

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

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

influer sur le développement de la végétation en facilitant plus ou moins leur accès à l'eau. Wagner et Titus (1984) montent par exemple que deux espèces de sphaignes ont des tolérances différentes à la dessiccation : l'espèce vivant dans les gouilles étant plus résistante que celle vivant sur les buttes. Dans des conditions expérimentales différentes, lors de ré-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 également 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 qui peut 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, covarient et rendent la discrimination de leurs effets respectifs

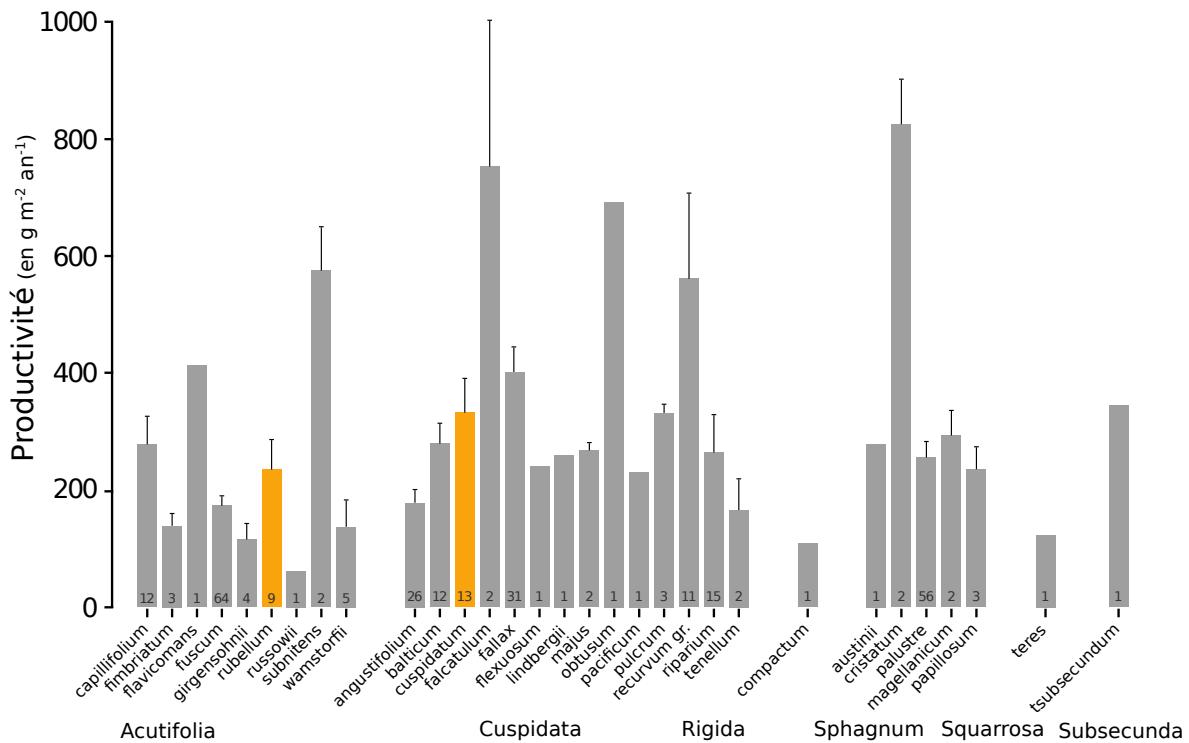


FIGURE 1.9 – Productivités moyennes des espèces de sphaignes en $\text{g m}^{-2} \text{ an}^{-1}$. Les barres d'erreurs représentent l'erreur standard. Le nombre d'observation est indiqué par les nombres à l'intérieur des barres. Les espèces en orange sont celles rencontrées sur le site d'étude. modifié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

difficile. L'effet, sur la PPB, d'une variation de température peut selon l'échelle de temps considérée, jouer sur le niveau de nappe et la végétation. Distinguer ces facteurs n'est pas anodin, [Munir et al. \(2015\)](#) isolent également l'effet de la température en utilisant des OTC (*Open Top Chamber*). Ces dispositifs, ressemblent à des serres ouvertes et permettent de réchauffer une zone de la tourbière. Ils montrent que dans les zones sans manipulation du niveau de la nappe, le réchauffement des OTC, augmente la PPB. Néanmoins la majorité des études réalisées sur le terrain montrent les effets de variation de la température et du niveau de la nappe simultanément. [Cai et al. \(2010\)](#) ont par exemple montré que des conditions plus chaudes et sèches pouvaient augmenter la PPB. Cependant l'effet du niveau de la nappe peut varier selon le contexte : Dans une étude des effets à long terme de variation du niveau de la nappe, [Ballantyne et al. \(2014\)](#) montrent qu'une baisse du niveau de la nappe entraîne une augmentation de la PPB en facilitant l'accès des plantes vasculaires à l'oxygène et aux nutriments. 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

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

506 La RE

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

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

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

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

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

540 l'ENE

541 À l'échelle de l'écosystème et selon les méthodes employées le CO₂ est parfois étudié
 542 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-
 543 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 impacté par les racines

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

546 Les facteurs contrôlants l'ENE sont donc les mêmes que ceux qui contrôlent la PPB
547 et la RE. Cependant l'effet d'un même facteur de contrôle peut être différent vis à
548 vis de PPB et de RE selon le contexte environnemental, que ce soit par rapport à
549 la nature de l'effet ou son importance. Ainsi une variation de l'ENE peut parfois est
550 contrôlé majoritairement soit par la PPB soit par la RE soit par les deux. Par exemple,
551 une baisse du niveau de la nappe est souvent liée dans la littérature à une baisse de
552 l'ENE. Cependant certains attribuent cette baisse à une augmentation de la Respiration
553 (Alm *et al.*, 1999; Ise *et al.*, 2008) quand d'autres l'attribuent à une diminution de la
554 photosynthèse (Sonnenstag *et al.*, 2010; Peichl *et al.*, 2014). Enfin certain observent un
555 effet à la fois de l'augmentation de la respiration et de la diminution de la photosynthèse
556 (Strack et Zuback, 2013). Lund *et al.* (2012) montrent également que sur un même site
557 une baisse du niveau de la nappe 2 années différentes entraînera une baisse de l'ENE
558 dans les 2 cas, mais que dans l'un des cas cette baisse est contrôlée par un augmentation
559 de la respiration et dans l'autre cette baisse est contrôlée par une diminution de la
560 photosynthèse. Enfin de façon un peu plus isolée Ballantyne *et al.* (2014) ne notent
561 pas d'effet d'une baisse du niveau de la nappe sur l'ENE car l'augmentation de la
562 respiration est compensée par une augmentation de la photosynthèse. La réponse du
563 CO₂ vis-à-vis d'une variation du niveau de la nappe n'est donc pas triviale.

564 Le CH₄

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

14. Attention cependant, certains papiers changent cette convention

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

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

595 1.2.4 Bilans de C à l'échelle de l'écosystème

596 Si l'étude d'un facteur spécifique, comme l'hydrologie, est nécessaire afin de mieux
597 comprendre son fonctionnement spécifique. L'étude d'un écosystème dans son ensemble
598 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

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

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

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

615 **Approche archive et temps long**

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

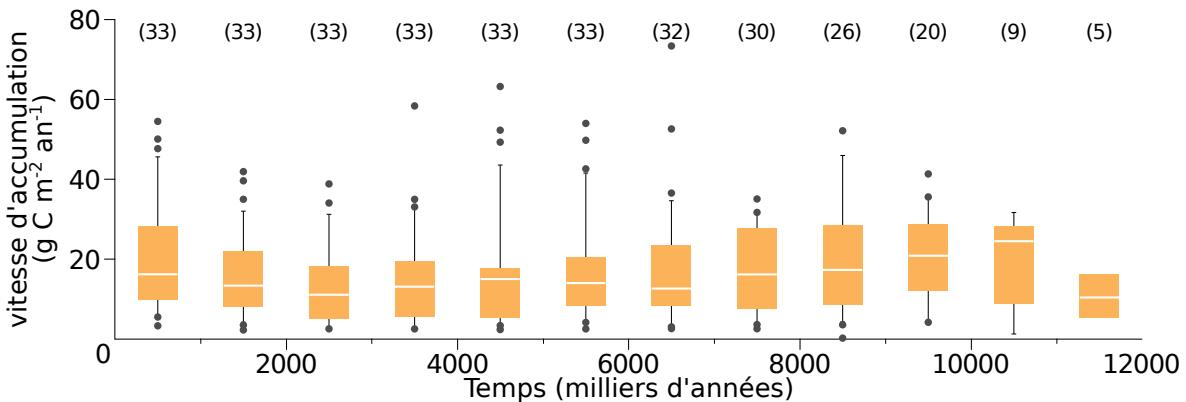


FIGURE 1.10 – Vitesse apparente d’accumulation du carbone à long terme durant l’Holocène. Les chiffres entre parenthèses représentent le nombre de mesures. Modifié d’après [Yu et al. \(2009\)](#)

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.

631 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 négligeable, à l’exception du COD. On défini 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

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

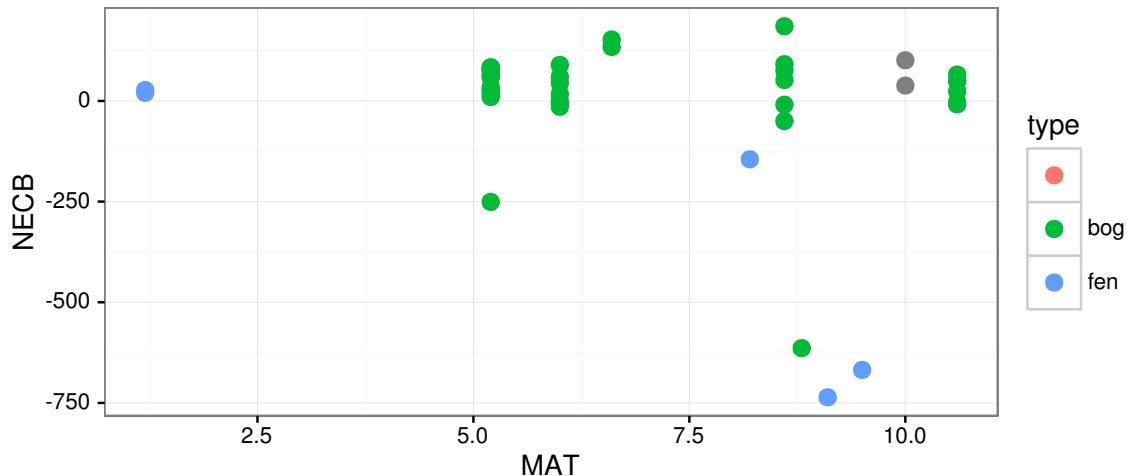


FIGURE 1.11 – Bilan de C dans différentes tourbières (en $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$), en fonction de la température moyenne annuelle

— RE : Respiration de l'Écosystème

— F_{CH_4} : Flux de Méthane

— F_{COD} : Flux de Carbone Organique Dissout

Dans les tourbières, les flux de CO₂ sont généralement les plus importants puis les

x de CH₄ et/ou de COD et enfin les flux de COP (Worrall *et al.*, 2009; Koehler

al., 2011). Majoritairement réalisée dans des tourbières de haut-marais, les bilans de

bone présent dans la littérature montre généralement des écosystèmes dont le bilan

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

carbone (NECB > 0) ne dépasse que peu de ces valeurs, le déstockage (NECB

0) peut être beaucoup plus important avec des émissions de carbone de plus de

0 gC m⁻² an⁻¹. Peu de bilans de carbone ont été fait dans les tourbières en dessous

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

urbières les plus au sud reste peu connu par rapport à celles situées à des latitudes

as hautes (en Europe) ou dans des climats plus froid (au Canada).

657 1.2.5 Méthodologies, mesures et estimation des flux

658 Mesure des flux de gaz

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

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

680 Il faut noter que les dénominations anglaises de ces méthodes doit faire l'objet
681 d'une attention particulière. *Closed chamber* par exemple est parfois utilisé pour se
682 référer à l'état ou non d'équilibre, comme défini dans ce document, mais parfois égale-
683 ment pour désigner les méthodes de chambre sans système de flux ce qui peut prêter
684 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 chambre fermées ont, par principe, une variation des concentrations en gaz, qui si elle est très importante peu 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 onéreuses et plus 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 fait à l'aide de cette méthode.

704 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

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

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

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

722 1.3 Objectifs du travail

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

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

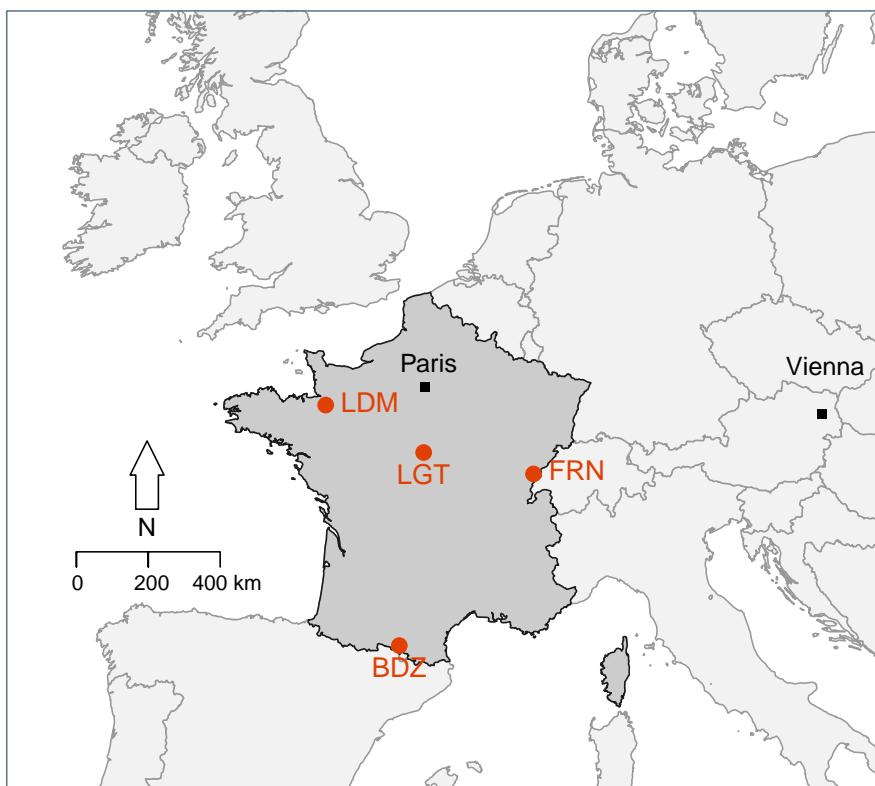
₇₃₉ 2 Sites d'études et méthodologies employées

₇₄₀

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

753 2.1 Présentation de la tourbière de La Guette

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



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

FIGURE 2.1 – Site d'études SNOT

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

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

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

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

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

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

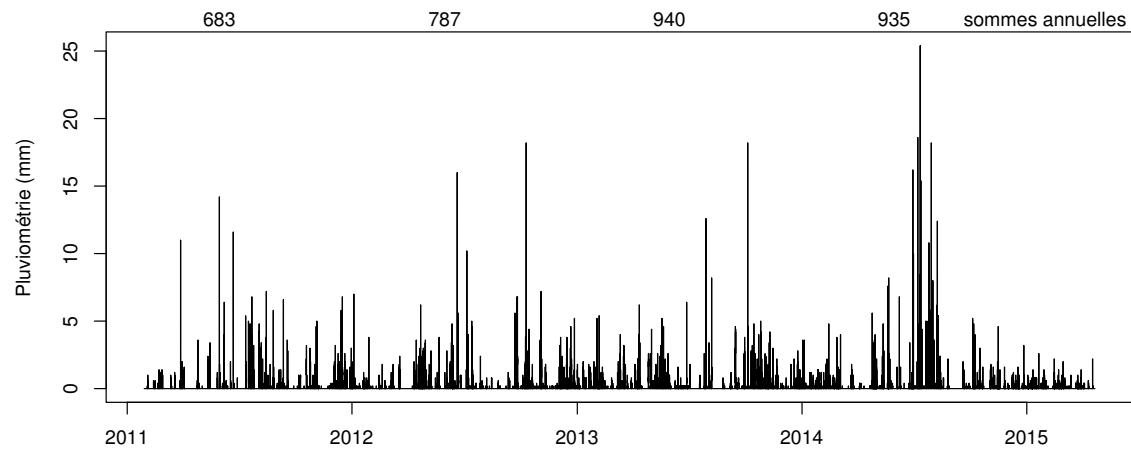


FIGURE 2.4 – Évolution du niveau de la pluviométrie, en mm, des années 2011 à 2014

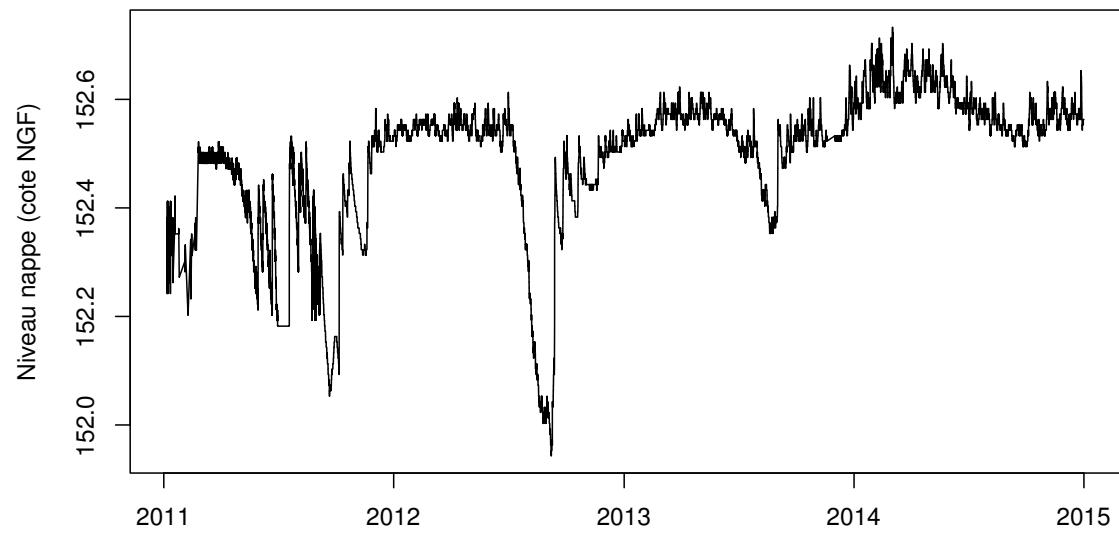


FIGURE 2.5 – Évolution du niveau de la nappe, en cm par rapport à la surface, des années 2011 à 2014



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

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

812 2.2 Autres sites du service national d'obser- 813 vation

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

2.3. Mesures de flux de gaz

822 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.

827 2.3 Mesures de flux de gaz

828 2.3.1 Les mesures de CO₂

829 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).

837 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.

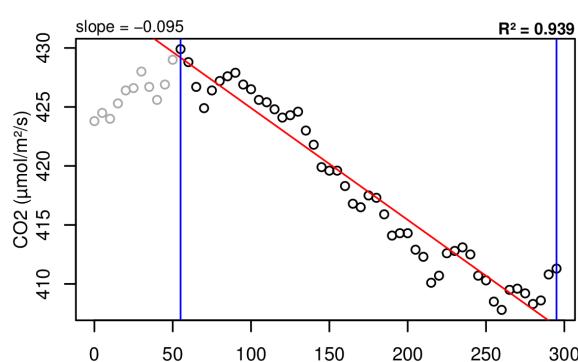
842 La méthode mise en œuvre est celle de la chambre statique fermée, aucun système de pompe n'est donc utilisé. Ceci permet d'avoir un système de mesure relativement léger, facilement transportable et permettant une mise en oeuvre sur l'ensemble du site d'étude. Une mesure se déroule de la façon suivante : 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).

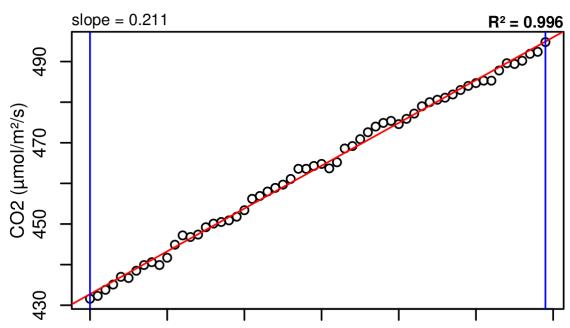
De nombreux écueils peuvent rendre une mesure inexploitables. D'abord le placement de la chambre, cela peut sembler trivial mais positionner la chambre au milieu d'herbacées et de bruyères n'est pas toujours évident. Plus anecdotiquement des sphaignes gelées, recouvrant les bords de l'embase rendent 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

⁸⁷⁷ 2.3.2 Les mesures de CH₄

⁸⁷⁸ Les mesures de CH₄ ont été réalisée avec une chambre aux caractéristiques similaires
⁸⁷⁹ à celles utilisées pour les mesures de CO₂ à l'exception de l'interface avec l'analyseur. En
⁸⁸⁰ effet la taille de ce dernier ne permettait pas de l'insérer directement dans la chambre
⁸⁸¹ comme l'analyseur de CO₂. La méthode de la chambre dynamique fermée a donc été
⁸⁸² utilisée pour réaliser ces mesures, elle diffère donc légèrement de celle utilisée pour le
⁸⁸³ CO₂ puisqu'elle nécessite la mise en oeuvre d'un système de pompe pour transporter
⁸⁸⁴ le gaz jusqu'à l'analyseur. L'instrument utilisé pour analyser la concentration en CH₄
⁸⁸⁵ est le SPIRIT (SPectromètre Infra Rouge In-situ Troposphérique) (Figure 2.8).

⁸⁸⁶ Le SPIRIT est un spectromètre infra-rouge développé par le LPC2E. La spectro-
⁸⁸⁷ métrie infra-rouge se base sur la mesure de l'absorption d'un rayonnement infrarouge
⁸⁸⁸ par des molécules. Pour une molécule, cette absorption est variable selon les longueurs
⁸⁸⁹ d'ondes permettant de la caractériser, son intensité étant fonction de la concentration
⁸⁹⁰ (Loi de Beer-Lambert) Cet instrument profite de l'expertise acquise par le laboratoire

2.3. Mesures de flux de gaz

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

911 2.3.3 Le calcul des flux

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

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

914 Avec :

915 F : le flux en µmol m⁻² s⁻¹

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

922 2.4 Facteurs contrôlants

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

928 2.4.1 acquisitions automatisées

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

939 2.4.2 acquisitions manuelles

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

⁹⁴² 3 Bilan de C de la tourbière de La Guette

⁹⁴³

⁹⁴⁴	3.1 Introduction	⁹⁴⁵ 56
⁹⁴⁶	3.2 Procédure expérimentale et analytique	⁹⁴⁶ 57
⁹⁴⁷	3.2.1 Méthodes de mesures	⁹⁴⁷ 57
⁹⁴⁸	3.2.2 Modélisation du bilan de C	⁹⁴⁸ 59
⁹⁴⁹	3.3 Résultats	⁹⁴⁹ 64
⁹⁵⁰	3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tourbière	⁹⁵⁰
⁹⁵¹	de La Guette	⁹⁵¹ 64
⁹⁵²	3.3.2 Sélection des modèles	⁹⁵² 69
⁹⁵³	3.3.3 Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle	⁹⁵³
⁹⁵⁴	de l'écosystème	⁹⁵⁴ 77
⁹⁵⁵	3.3.4 Variabilité spatiale du bilan	⁹⁵⁵ 84
⁹⁵⁶	3.4 Discussion	⁹⁵⁶ 86
⁹⁵⁷	3.4.1 Estimations des flux	⁹⁵⁷ 86
⁹⁵⁸	3.4.2 Estimations des bilans	⁹⁵⁸ 89
⁹⁵⁹	3.4.3 Sensibilité et limitations du bilan	⁹⁵⁹ 89
⁹⁶⁰	3.4.4 Représentativité locale du modèle	⁹⁶⁰ 90
⁹⁶¹	3.4.5 Variation du bilan avec la végétation	⁹⁶¹ 90
⁹⁶²	3.4.6 perspectives	⁹⁶² 91
⁹⁶³		
⁹⁶⁴		

⁹⁶⁵ 3.1 Introduction

⁹⁶⁶ La majorité des écosystèmes tourbeux pour lesquels un bilan de carbone a été es-
⁹⁶⁷ timé, se situe sous les hautes latitudes de l'hémisphère nord comme par exemple en
⁹⁶⁸ Suède ([Waddington et Roulet, 2000](#); [Peichl et al., 2014](#)), en Finlande ([Alm et al., 1997](#)),
⁹⁶⁹ au Canada ([Trudeau et al., 2014](#)). Les tourbières situées plus au sud ont fait l'objet
⁹⁷⁰ de rare estimation de bilan (e.g. tourbière du Jura français par ?). L'étude de ces éco-
⁹⁷¹ systèmes présent à la limite sud de leur extension est importante car ils expérimentent
⁹⁷² des conditions plus extrêmes que les autres qui sans être identiques, peuvent se rap-
⁹⁷³ procher de celles que subiront d'autres écosystèmes tourbeux suite au réchauffement
⁹⁷⁴ climatique. Par ailleurs, concernant la tourbière de La Guette, ce site est représentatif
⁹⁷⁵ d'une grande partie des tourbières dans les perturbations qu'elle subie : son drainage
⁹⁷⁶ et son envahissement par une végétation vasculaire (cf Chapitre 2) Le premier objectif
⁹⁷⁷ de ce chapitre est donc d'établir le bilan de C de la tourbière de La Guette. Le second
⁹⁷⁸ objectif est de caractériser la variabilité spatiale de ces flux de GES à travers ce bilan de
⁹⁷⁹ C. En effet les tourbières sont des écosystèmes avec des conditions environnementales
⁹⁸⁰ qui peuvent varier dans l'espace. Par exemple le niveau de la nappe, à cause de varia-
⁹⁸¹ tion micro-topographique peut être plus ou moins élevé, faire des flaques d'eau libre ou
⁹⁸² au contraire être quelques dizaines de centimètres sous la surface du sol. Conséquence
⁹⁸³ de ces variations, ces micro-environnements abritent des communautés végétales et mi-
⁹⁸⁴ crobiennes différentes. Finalement ces conditions environnementales contrôlant les flux,
⁹⁸⁵ ceux-ci varient également. Estimer ces variations est donc nécessaire afin de préciser
⁹⁸⁶ dans quelle mesure elles influent sur le bilan de C.



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

987 3.2 Procédure expérimentale et analytique

988 3.2.1 Méthodes de mesures

989 Mesures de flux de gaz

990 Les mesures des flux de CO₂ et de CH₄ ont été effectuées en utilisant la méthode
 991 décrite dans la partie 2.3. En juin 2011, 20 placettes ont été installées¹ selon un échan-
 992 tillonnage aléatoire stratifié : La surface de la tourbière a été divisée selon une grille de
 993 20 mailles et un point choisi aléatoirement dans chaque maille localise chaque placette.
 994 La taille de la maille a été ajustée de manière à avoir vingt 20 carrés sur la surface de
 995 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

996 étant assuré d'avoir une représentativité homogène du site. Les placettes, délimitées
997 par des piquets, occupaient une surface de 4 m² (2×2 m), à l'intérieur de laquelle ont
998 été installé de façon permanente un piézomètre et une embase permettant la mesure
999 des flux de gaz (Les embases sont décrites dans le chapitre 2, partie 2.3.1). Usuelle-
1000 ment les placettes sont séparées en groupes micro-topographiques (Figure 1.3), avec des
1001 embases positionnées sur les buttes (*hummock*), les trous (*hollows*) et les zones d'eau
1002 libre (*pool*) (Alm *et al.*, 1997; Waddington et Roulet, 2000). Ou encore selon différent
1003 traitements, réhabilité/non réhabilité, exploité/non exploité, manipulé/non manipulé
1004 (?Strack et Zuback, 2013). Ceci a l'avantage de permettre une distinction fine des ca-
1005 pacités sources/puits mais a l'inconvénient du placement proche des embases les unes
1006 des autres limitant la représentativité spatiale des mesures. Elles peuvent également
1007 être séparées en zone dans la tourbière, haut-marais *versus* bas-marais, ou réhabilité
1008 *versus* non-réhabilité. Afin de gagner en représentativité spatiale, la taille du site le
1009 permettant, il a été décidé de positionner des placettes sur l'ensemble du site. De plus,
1010 du fait de l'omniprésence de végétation vasculaire, et de la taille des chambres par
1011 rapport à la micro-topographie une telle approche était difficile à mettre en oeuvre.

1012 Les flux de CO₂ et de CH₄ sont mesurés. Des tests effectués sur la tourbière ayant
1013 montré des émissions nulles de N₂O, ce gaz n'a pas été étudié. Les mesures de CO₂
1014 ont été effectuées de mars 2013 à février 2015, avec une fréquence quasiment mensuelle
1015 (20 campagnes, pour 24 mois de mesures). Les mesures de CH₄ ont été effectuées avec
1016 une fréquence et sur un nombre d'embases inférieur (12 campagnes, 5 embases). Ceci
1017 a été déterminé par la difficulté de déploiement *in-situ* de l'instrument SPIRIT (lourd,
1018 difficilement transportable dans un milieu tourbeux).

1019 Les facteurs contrôlant mesurés manuellement sont la pression atmosphérique, le
1020 rayonnement photosynthétique actif (*photosynthetically active radiation*, PAR), les tem-
1021 pératures du sol à différentes profondeurs, la végétation (pourcentage de recouvrement),
1022 le niveau de la nappe d'eau. Des prélèvements d'eau ont été effectués chaque mois pour
1023 mesurer le pH et la conductivité (mesures effectuées sur le terrain après les mesures de
1024 flux). Les échantillons ont été congelés pour la mesure ultérieure de la concentration

1025 en carbone organique dissout. Ces mesures nécessitant d'accéder aux placettes régu-
1026 lièrement, des planches de bois ont été utilisées comme pontons mobiles pour limiter
1027 les perturbations. La dispersion des placettes sur l'ensemble du site a rendu impossible
1028 une installation plus permanente.

1029 Les mesures automatiquement acquise via une station météo Campbell sont la tem-
1030 pérature de l'air, température de la tourbe à -5, -10, -20 et -40 cm de profondeur,
1031 vitesse et direction du vent, humidité relative de l'air, rayonnement solaire, pression
1032 atmosphérique.

1033 3.2.2 Modélisation du bilan de C

1034 Estimation du bilan et variabilité temporelle

1035 Pour estimer le bilan de carbone du site il est nécessaire d'établir des modèles
1036 reliant des flux mesurés ponctuellement avec des variables explicatives mesurées à haute
1037 fréquence (e.g. relation entre la respiration de l'écosystème et la température de l'air).
1038 Ces relations empiriques permettront d'interpoler les données acquises mensuellement
1039 sur l'ensemble des deux années de mesure et de reconstituer ainsi une chronique de flux
1040 dont l'intégration dans le temps permettra d'estimer une quantité sur l'année. Pour
1041 établir ces modèles empiriques les données acquises ont été moyennées par campagne
1042 de mesure. Ceci permettant, dans un premier temps, de s'affranchir de la variabilité
1043 spatiale des flux pour se concentrer sur la variabilité temporelle. Les relations entre
1044 flux et facteurs contrôlant ont ensuite été étudiées deux à deux.

1045 La RE, et l'ENE sont mesurés directement sur le terrain. Cependant afin d'établir
1046 le bilan de C tout en gardant une discrimination entre flux d'entrée et de sortie la RE et
1047 la PPB (obtenue grâce à l'équation $PPB = ENE - RE$) ont été modélisé séparément.

1048 Les flux en phase gazeuse ont été modélisés en partant d'équations usuellement utilisées
1049 et dans lesquelles la température est le facteur contrôlant majeur. Puis les résidus ² de
1050 ces modèles de base ont ensuite été étudiés en fonction des facteurs de contrôle restant.

1051 Dans le cas où une tendance est visible, le facteur est intégré.

2. Valeurs moyennes - Valeurs moyennes estimées

3.2. Procédure expérimentale et analytique

1052 Les modèles ont été comparés avec différents indicateurs : Le coefficient de dé-
1053 termination (R^2), l'erreur standard normalisée (*Normalised Root Mean Square Error*,
1054 NRMSE) et le critère d'information d'Akaike (*Akaike Information Criterion*, AIC). Le
1055 R^2 est utilisé comme indicateur de la proportion de la variabilité des données expliquée
1056 par le modèle, sa valeur est comprise entre 0 et 1. La RMSE et sa normalisation par la
1057 moyenne NRMSE sont utilisés comme indicateur de l'écart entre les données mesurées
1058 et les données modélisées. L'AIC permet de déterminer la pertinence de l'ajout d'un
1059 paramètre sur la représentation des données par le modèle.

1060 La température a été choisie comme base de départ à la construction des modèles
1061 de RE et PPBsat, à la fois car c'est le facteur de contrôle le plus souvent invoqué et à
1062 la fois car les corrélations avec les flux étaient les plus forte. Concernant la respiration
1063 de l'écosystème, les températures utilisées dans la littérature sont variables. La tempé-
1064 rature la plus utilisée est la température du sol à -5 cm ([Ballantyne et al., 2014](#)). La
1065 température de l'air et la température du sol à -10 cm sont aussi régulièrement utilisées
1066 ([?Kim et Verma, 1992](#)). Cette profondeur, -5 cm, est régulièrement utilisée car c'est
1067 dans la tourbe, proche de la surface que la respiration du sol est la plus importante.
1068 **production CO2 ? profils ?** C'est également à des profondeurs relativement faibles
1069 que se situent la majorité des racines (**Réf needed**). La respiration liée aux racines
1070 (autotrophe et hétérotrophe stimulée par les exsudats racinaires) peut contribuer à la
1071 respiration du sol (**de l'écosystème ?**) pour 35 à 60 % ([Silvola et al., 1996](#); [Crow et](#)
1072 [Wieder, 2005](#)). La RE est estimée directement à partir des données acquises moyennées
1073 en partant de la température connue pour contrôler une grande partie de ce flux. Les
1074 modèles les plus fréquemment utilisés (linéaire, exponentiel, arrhénius) ont été testés.

1075 Pas de consensus émerge de la littérature quant aux facteurs contrôlant les émis-
1076 sions de CH₄. La température, ([Alm et al., 1999](#); [Bubier et al., 1995](#)), le niveau de la
1077 nappe ([Bubier et al., 1993](#)) et/ou la végétation (?) peuvent être utilisés isolément ou
1078 conjointement.

1079 Après la phase de calibration, les facteurs de contrôle utilisés dans les modèles
1080 ont été évalués à l'aide de données indépendantes issues d'une autre expérimentation

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

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

Étude de la variabilité spatiale

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

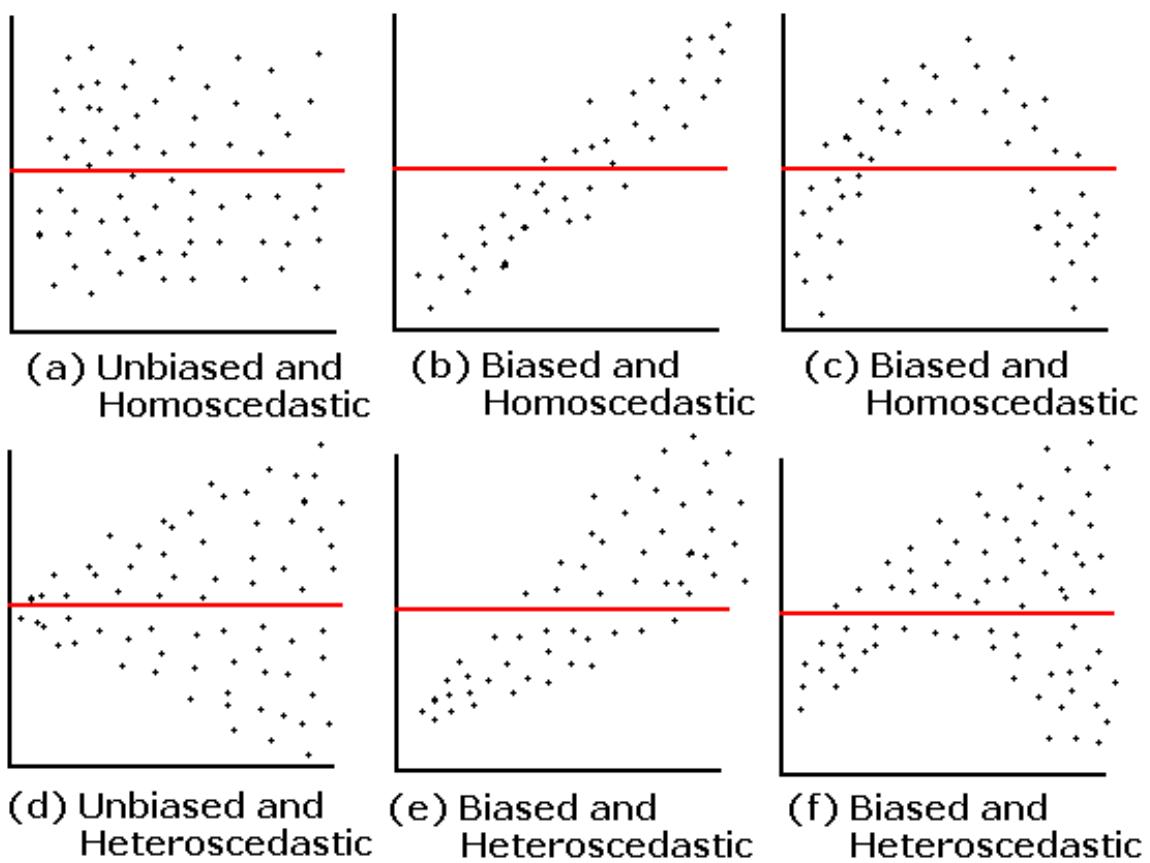


FIGURE 3.2 – Cas idéaux de distribution des résidus (source ?)

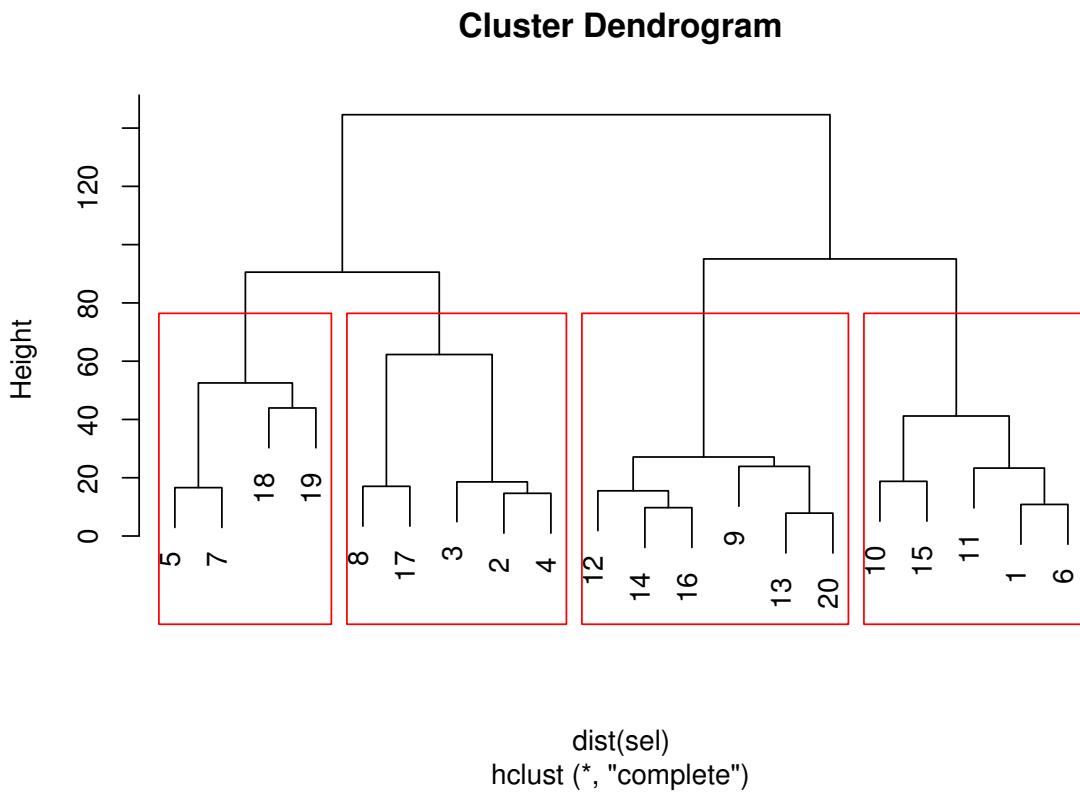


FIGURE 3.3 – Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinales, herbacées et arbustives)

¹¹⁰⁹ composition végétale la plus proche. Ce choix se justifie par le fait que la végétation
¹¹¹⁰ joue un rôle important tout en étant délicate à prendre en compte. La température,
¹¹¹¹ plus facile à mesurer et le niveau de la nappe, qui n'a que peu varié, semblait des choix
¹¹¹² moins pertinent. Le partitionnement a été fait via une classification hiérarchique et
¹¹¹³ quatre groupes ont été déterminés (Figure 3.3).

3.3. Résultats

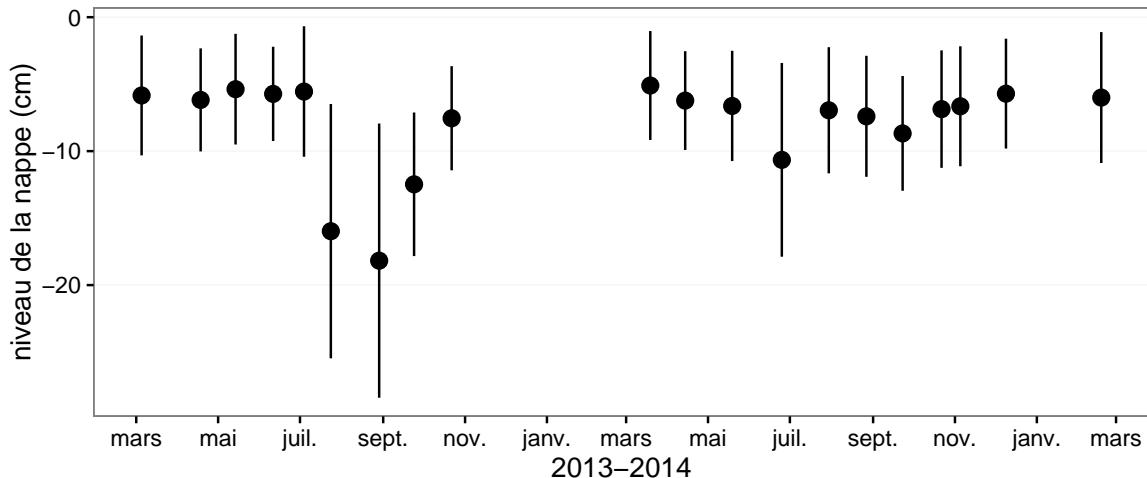


FIGURE 3.4 – Évolution du niveau de la nappe moyen des 20 embases mesuré pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

¹¹¹⁴ 3.3 Résultats

¹¹¹⁵ 3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tour- ¹¹¹⁶ bière de La Guette

¹¹¹⁷ Les Facteurs contrôlant

¹¹¹⁸ L'évolution du niveau de la nappe des 20 placettes est marquée par un étiage d'une
¹¹¹⁹ vingtaine de centimètres en moyenne en 2013 et l'absence d'un étiage net en 2014
¹¹²⁰ (Figure 3.4). Le niveau de la nappe moyen ne descend pas sous la barre des -10 cm
¹¹²¹ avec $-9,2 \pm 7,6$ et $-7,1 \pm 4,8\text{ cm}$ respectivement pour 2013 et 2014. Ces observations
¹¹²² sont cohérentes avec les mesures haute fréquence (Figure 2.5), et confirment l'étiage
¹¹²³ particulièrement haut de ces 2 années vis-à-vis des précédentes.

¹¹²⁴ La température de l'air mesurée manuellement montre une variabilité saisonnière
¹¹²⁵ cohérente avec celle mesurées par la station météo. La variabilité saisonnière de la
¹¹²⁶ température est également visible dans le sol avec cependant un amortissement et une
¹¹²⁷ diminution de la variabilité avec la profondeur (figure 3.5)

¹¹²⁸ La conductivité moyenne mesurée sur le site varie entre 35 and $55\text{ }\mu\text{S m}^{-2}\text{ s}^{-1}$ (fi-
¹¹²⁹ gure 3.6).

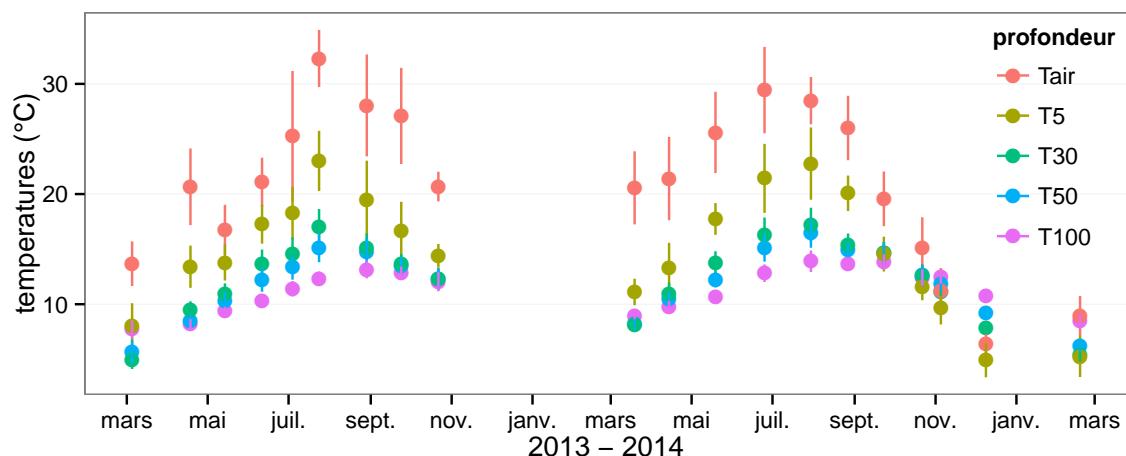


FIGURE 3.5 – Évolution des températures de l'air (Tair) et du sol à -5 , -30 , -50 et -100 cm (T5, T30, T50 et T100 respectivement) moyenne mesurée lors des campagnes de terrain de mars 2013 à février 2015

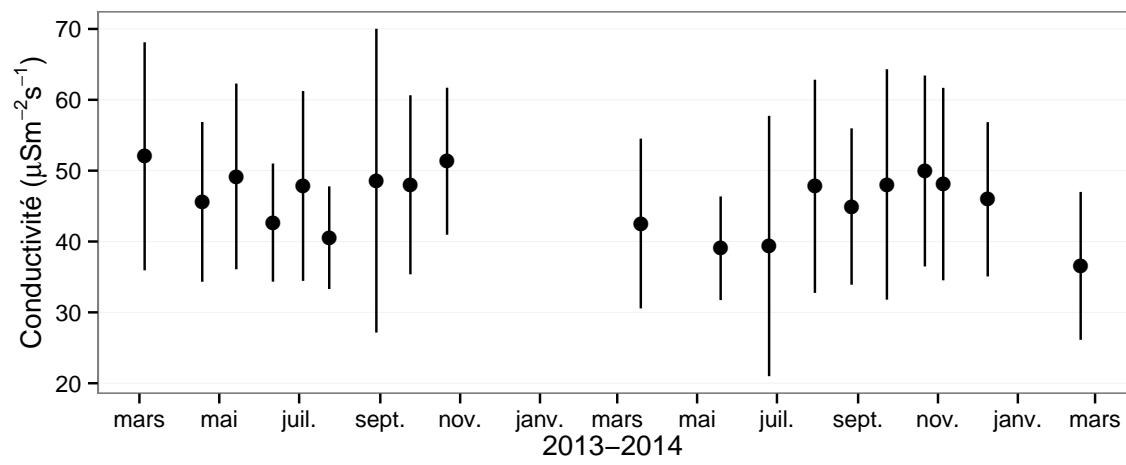


FIGURE 3.6 – Évolution de la conductivité pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

3.3. Résultats

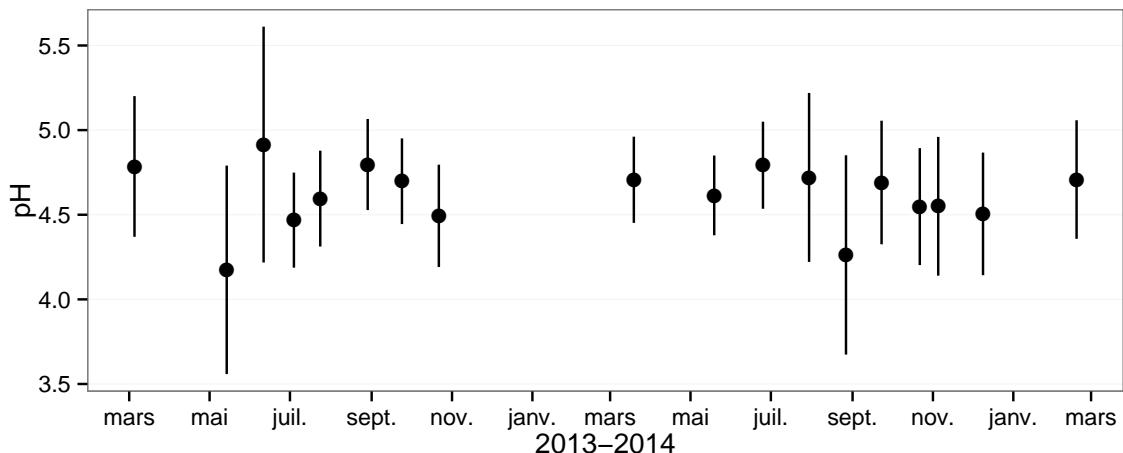


FIGURE 3.7 – Évolution du pH pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

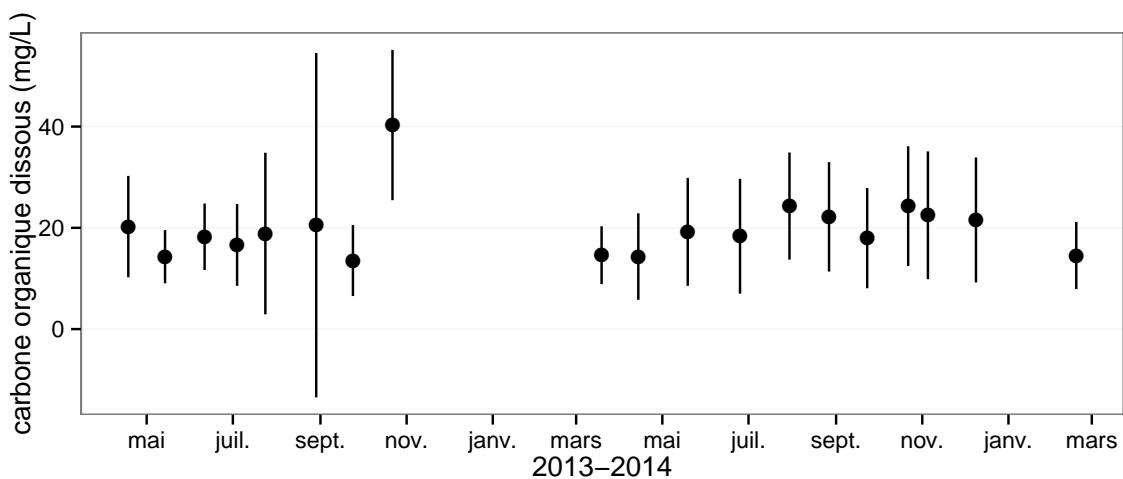


FIGURE 3.8 – Évolution de la concentration en carbone organique dissous dans l'eau du sol pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

1130 En moyenne le pH mesuré sur la tourbière de La Guette est compris entre 4 et 5
 1131 (figure 3.7). Ces valeurs sont cohérentes avec la classification en *poor-fen* du site .
 1132 La concentration en carbone organique dissous présente dans l'eau de la tourbière
 1133 est compris en moyenne entre 10 et 30 mg L⁻¹ (figure 3.8).

1134 Les flux de carbone

1135 L'ensemble des mesures de CO₂ s'étendent de mars 2013 à février 2015. Cependant
 1136 de novembre 2013 à février 2014 les mesures ont été interrompues suite à des problèmes
 1137 techniques. Les deux saisons de végétation, ont pu être mesurées dans leur ensemble,

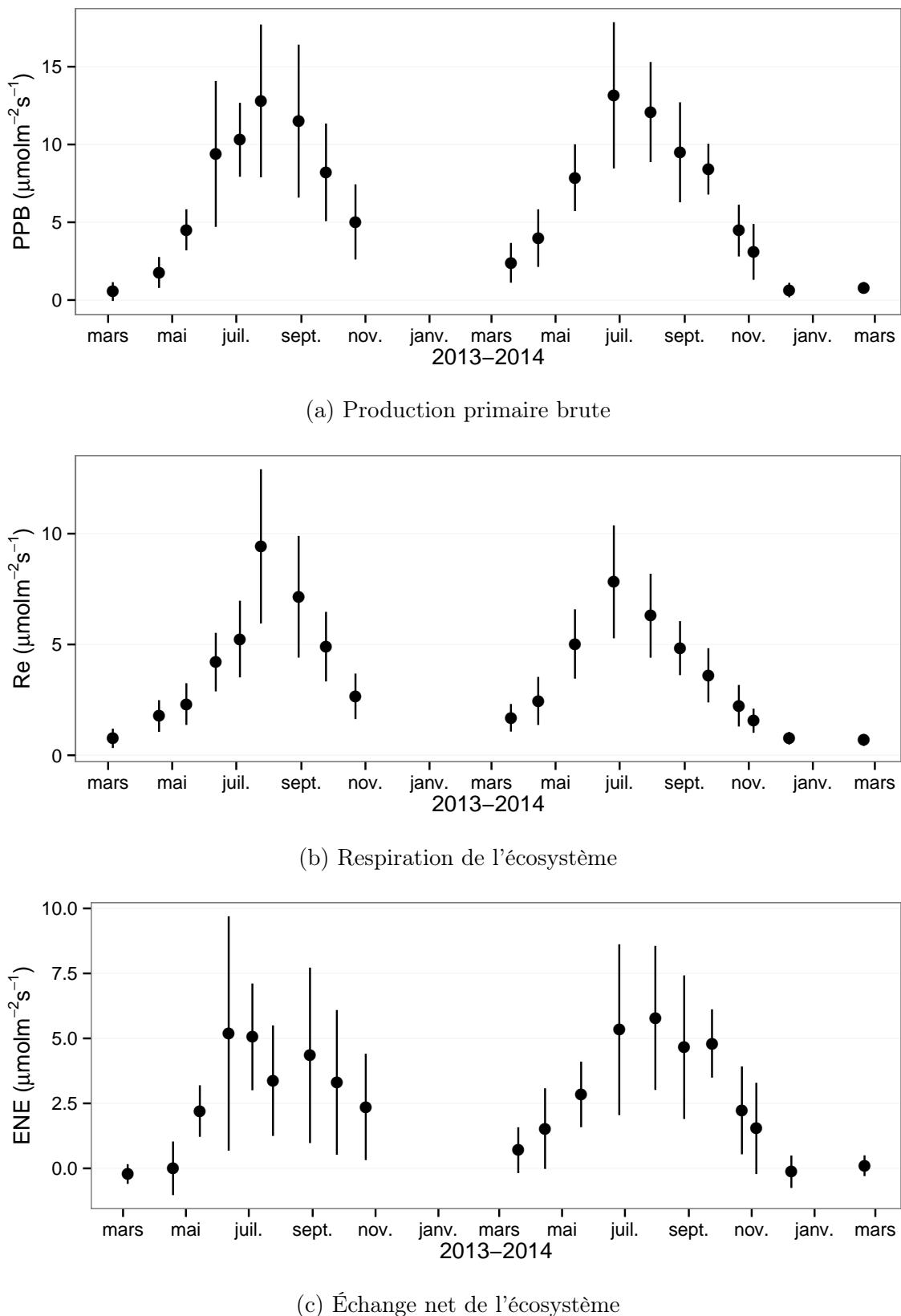


FIGURE 3.9 – Évolution du niveau de PPB, RE et ENE pendant la période de mesure. Moyenne des 20 embases de mars 2013 à février 2015.

3.3. Résultats

1138 permettant d'avoir un jeu de données représentatif sur le fonctionnement de l'écosys-
1139 tème. À noter également que pour l'ensemble des flux, la déviation standard augmente
1140 avec les valeurs mesurées.

1141 En 2013, les valeurs de la PPB (flux de CO₂ entrant dans l'écosystème) augmentent
1142 au printemps et une partie de l'été avec un maximum de $12,80 \pm 4,91 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1143 atteint fin juillet, avant de diminuer à partir d'août (Figure 3.9a). En 2014 la PPB
1144 maximale est atteinte en juin ($13,16 \pm 4,70 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), soit environ un mois plus tôt
1145 que l'année précédente. Puis pendant l'été et l'automne les valeurs décroissent jusqu'à
1146 être proche de 0. En moyenne les valeurs de la PPB sont de $7,12 \pm 5,19 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1147 en 2013 et de $6,56 \pm 4,72 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en 2014 (Figure 3.9a).

1148 La RE (flux de CO₂ sortant de l'écosystème) en 2013 augmente pendant le prin-
1149 temps et une partie de l'été (Figure 3.9b). Elle atteint un maximum de $9,43 \pm 3,48 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1150 en juillet avant de diminuer. En 2014 la RE atteint, comme la PPB, son maximum plus
1151 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
1152 des valeurs nulles. La moyenne annuelle de RE en 2013 est de $4,27 \pm 3,16 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$,
1153 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).

1154 Concernant l'ENE (bilan des flux de CO₂ entrant et sortant), elle augmente en 2013
1155 jusque $5,19 \pm 4,51 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, avec un maximum en juin, avant de diminuer jusqu'à
1156 la fin de l'année. Cependant, cette baisse est moins uniforme que celle des deux flux
1157 précédents, avec notamment une augmentation de l'ENE entre juillet et août 2013.

1158 Ceci étant, il faut également noter les valeurs importantes de la déviation standard
1159 particulièrement en juin et en août. En 2014, l'ENE maximum est atteint en juillet
1160 avec $5,79 \pm 2,77 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ avant qu'elle ne décroisse. Cette baisse est cependant plus
1161 homogène qu'en 2013. les moyennes de l'ENE en 2013 et 2014 sont très proches et sont
1162 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).

1163 Les flux de CH₄ comme ceux du CO₂ montrent une variabilité saisonnière importante.
1164 Cependant les flux de CH₄ mesurés sont un ordre de grandeur en dessous de ceux
1165 mesurés pour le CO₂ (Figure 3.10). À l'inverse de ce dernier, l'importance des flux de
1166 CH₄ mesurés en 2013 et 2014 est différente. En 2013 les flux sont moins importants

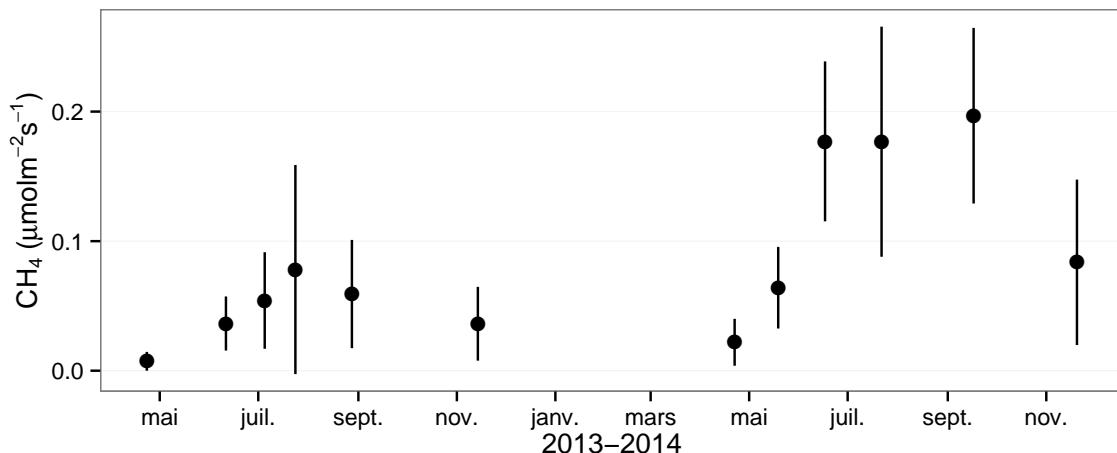


FIGURE 3.10 – Évolution des flux de méthane moyen (N ?) pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

¹¹⁶⁷ qu'en 2014 avec des maximum de $0,078$ et $0,196 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ respectivement.

¹¹⁶⁸ Les relations flux gazeux et facteurs contrôlant

¹¹⁶⁹ Comme précisé précédemment, le niveau de la nappe n'a que peu varié pendant les
¹¹⁷⁰ deux années de mesures. De ce fait aucune relation claire ne se distingue entre les flux
¹¹⁷¹ et le niveau de la nappe que ce soit pour le CO_2 (PPB et RE) ou le CH_4 (Figure 3.11).
¹¹⁷² La PPB et la RE présentent cependant des relations avec la température de l'air,
¹¹⁷³ et l'indice de végétation, même si pour ce dernier les tendances sont moins claires,
¹¹⁷⁴ particulièrement pour la RE (Figure 3.11). Le CH_4 quant à lui ne présente pas de
¹¹⁷⁵ relation avec la température de l'air, mais une tendance exponentielle est visible vis-à-
¹¹⁷⁶ vis de l'indice de végétation (Figure 3.11). (CH_4 et Température dans la tourbe ?)

¹¹⁷⁷ 3.3.2 Sélection des modèles

¹¹⁷⁸ La Production Primaire Brute

¹¹⁷⁹ L'estimation de la PPB se fait en deux étapes. Dans un premier temps on estime le
¹¹⁸⁰ potentiel maximum de photosynthèse à un instant donné dans des conditions de lumière
¹¹⁸¹ saturante (PPBsat). Ce potentiel peut varier avec les conditions environnementales et
¹¹⁸² a été déterminé en utilisant l'équation de (June *et al.*, 2004) qui relie la vitesse de

3.3. Résultats

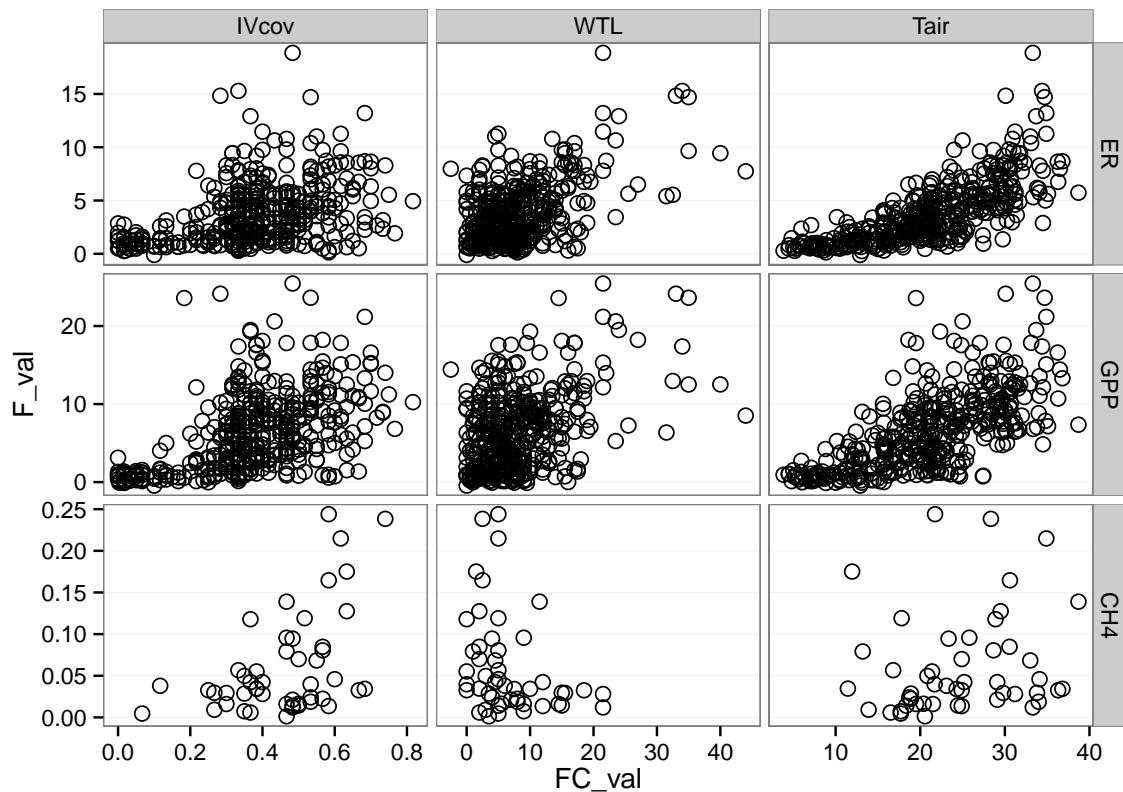


FIGURE 3.11 – Relations entre les flux de gaz et une sélection de facteurs contrôlant

¹¹⁸³ transport des électrons photosynthétiques à lumière saturante à la température :

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

¹¹⁸⁴ Avec a la vitesse de transport des électrons photosynthétique à lumière saturante, b
¹¹⁸⁵ la température optimale pour ce transport et c la différence de température à laquelle
¹¹⁸⁶ à laquelle PPB_{sat} vaut e⁻¹ de sa valeur à la température optimale. À partir de ce
¹¹⁸⁷ potentiel à lumière saturante, la PPB est estimée en prenant en compte la lumino-
¹¹⁸⁸ sité. On utilise l'équation 3.2 proposée par ([Bubier et al., 1998](#)) et régulièrement et
¹¹⁸⁹ majoritairement utilisée ([Worrall et al., 2009](#)) :

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

¹¹⁹⁰ L'utilisation de l'équation de June seule, avec la température de l'air comme variable
¹¹⁹¹ explicative de la PPB_{sat}, permet d'expliquer 66 % des variations observées avec une

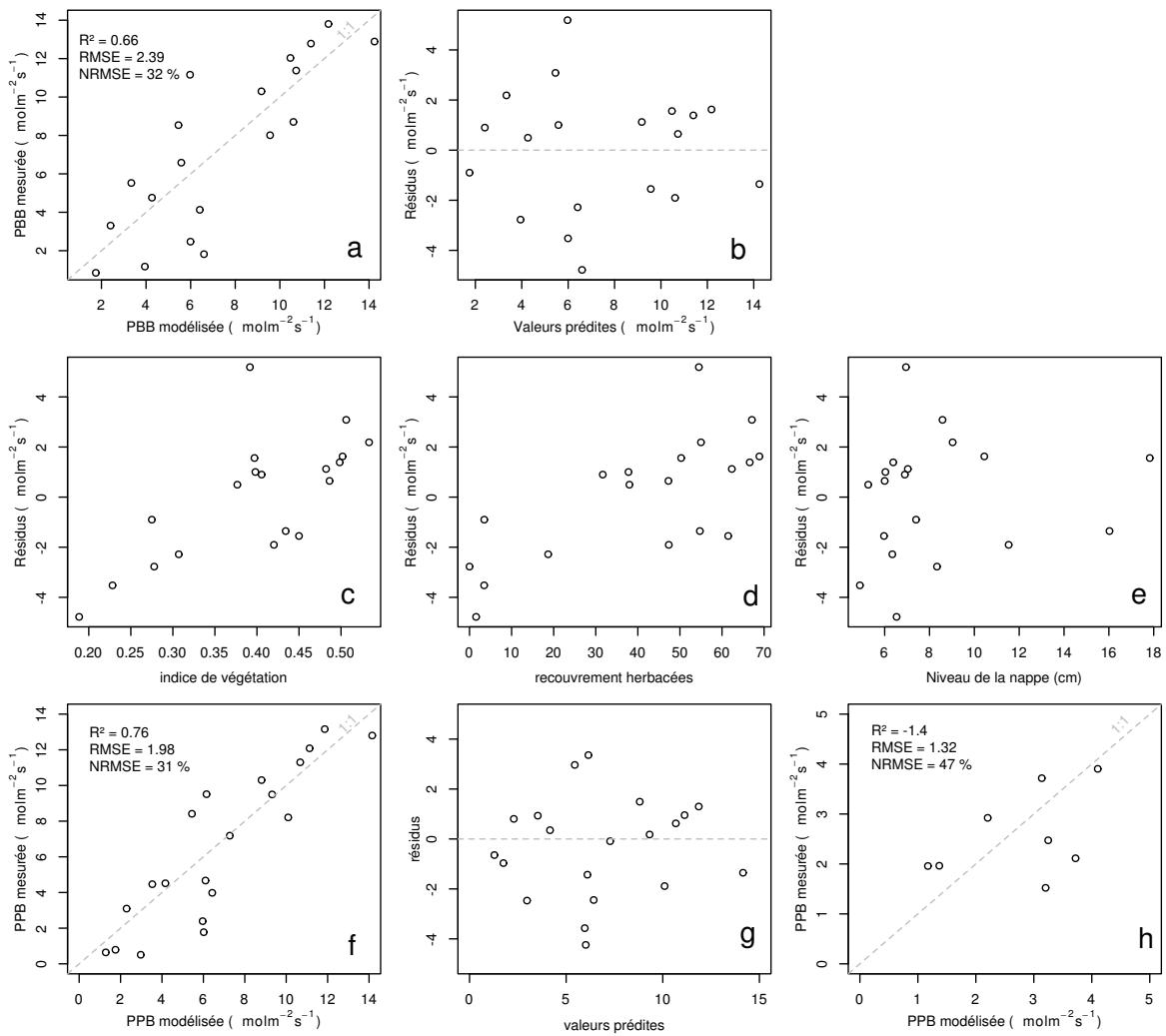


FIGURE 3.12 – PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.1

3.3. Résultats

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

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

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

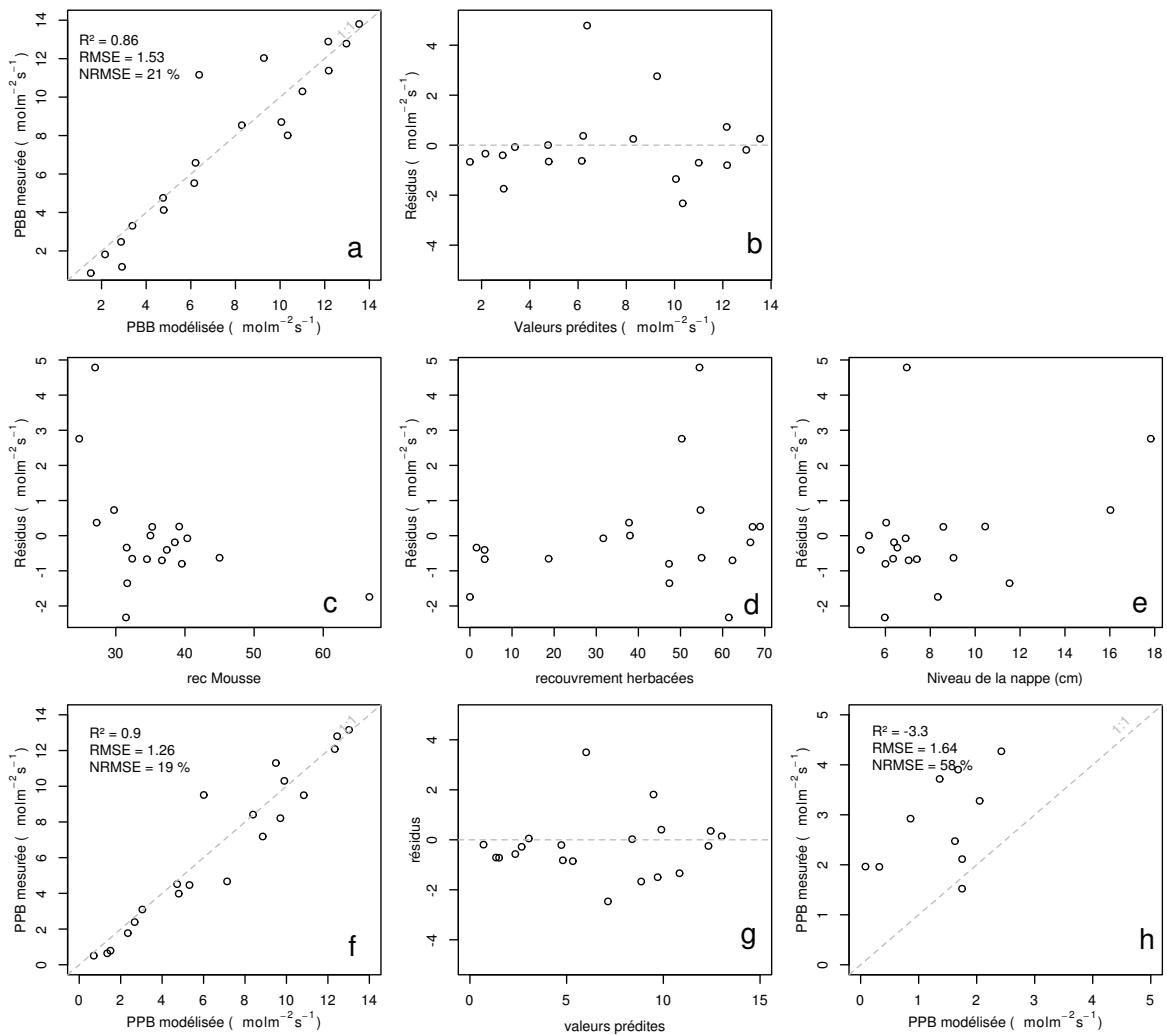


FIGURE 3.13 – PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.3

3.3. Résultats

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

1228 La Respiration de l'Écosystème

1229 L'estimation de la RE s'effectue avec l'équation :

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

1230 La température de l'air utilisée dans un modèle exponentiel permet d'expliquer 90 %
1231 des variations de la respiration de l'écosystème avec une erreur standard de 18 % (Figure
1232 3.14-a). Les résidus de cette équation semblent répartis de façon non-biaisée, pas
1233 de tendance dans le nuage de point (Figure 3.14-b). L'évaluation de ce modèle montre
1234 une erreur standard de 35 % avec une tendance à sous-estimer les valeurs mesurées.
1235 Une légère tendance, moins claire que pour la PPBsat, est visible entre les résidus et
1236 l'indice de végétation ainsi qu'avec le recouvrement de la strate herbacée. Très souvent
1237 utilisée, la température à -5 cm donne des résultats proche mais moins bons notamment
1238 avec une hétéroscédasticité des résidus (**Fig Annexe ?** nope : M&M). On adapte
1239 l'équation 3.4 pour intégrer le signal de végétation :

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

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

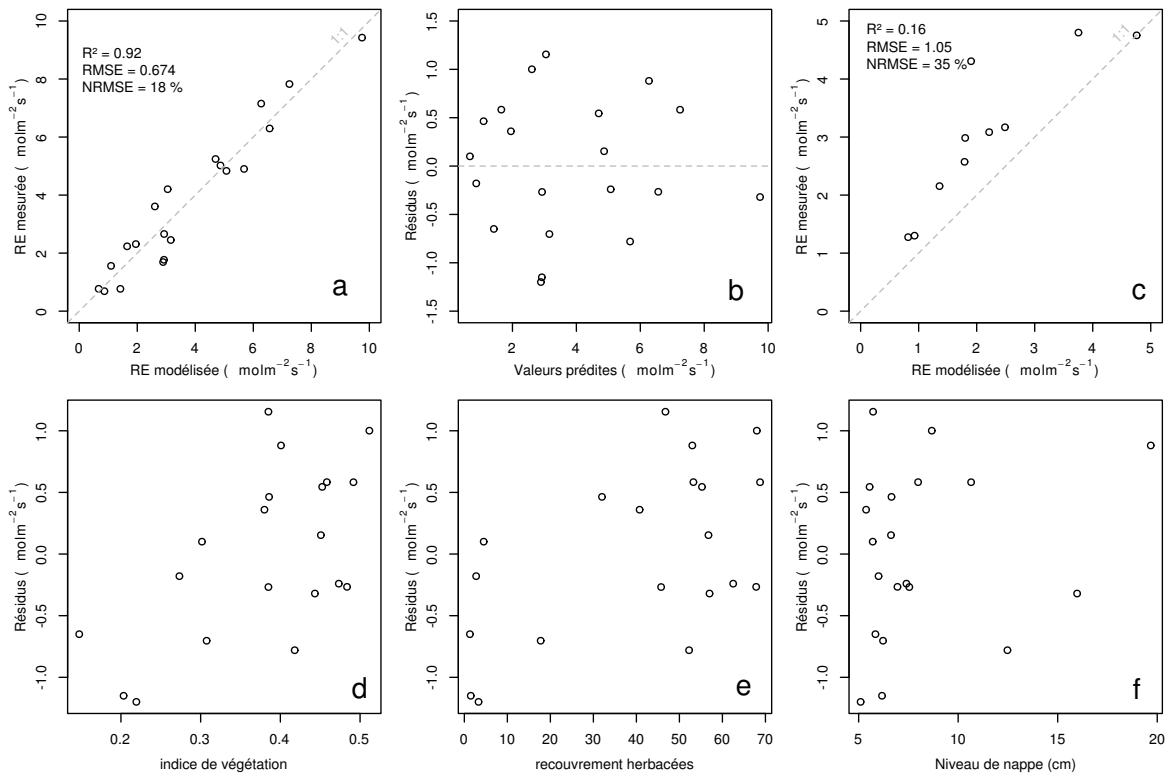


FIGURE 3.14 – RE modèles avec Tair

1240 Les calibrations de ces nouvelles équations sont présentées dans la figure 3.14-a,b et
 1241 3.14-d,e respectivement. Dans les deux cas, l'erreur diminue pour avoisiner 13 %, avec
 1242 des résidus qui se répartissent de façon non-biaisée. L'évaluation de ces deux équations
 1243 montre cependant des différences : D'un côté l'équation 3.5 ne permet pas de diminuer
 1244 l'erreur standard qui vaut 34 %, et est donc très proche des 35 % calculé pour l'évalua-
 1245 tion du modèle n'intégrant pas la végétation. De l'autre l'évaluation de l'équation 3.6
 1246 montre une erreur standard plus faible s'établissant à 23 %. Les paramètres des diffé-
 1247 rentes équations sont présentés dans le tableau 3.1, les modèles RE-1, RE-2, et RE-3
 1248 correspondent respectivement aux équations 3.4, 3.5 et 3.6. À l'inverse de la PPB les
 1249 paramètres des modèles de la RE ont, à l'exception du paramètre c du modèle RE-2,
 1250 une significativité importante et une erreur standard faible.

1251 Le flux de CH₄

1252 Les relations entre les facteurs contrôlant mesurés et le CH₄ sont moins claires que
 1253 celles concernant le CO₂. La corrélation la plus importante est liée à la végétation (R^2

3.3. Résultats

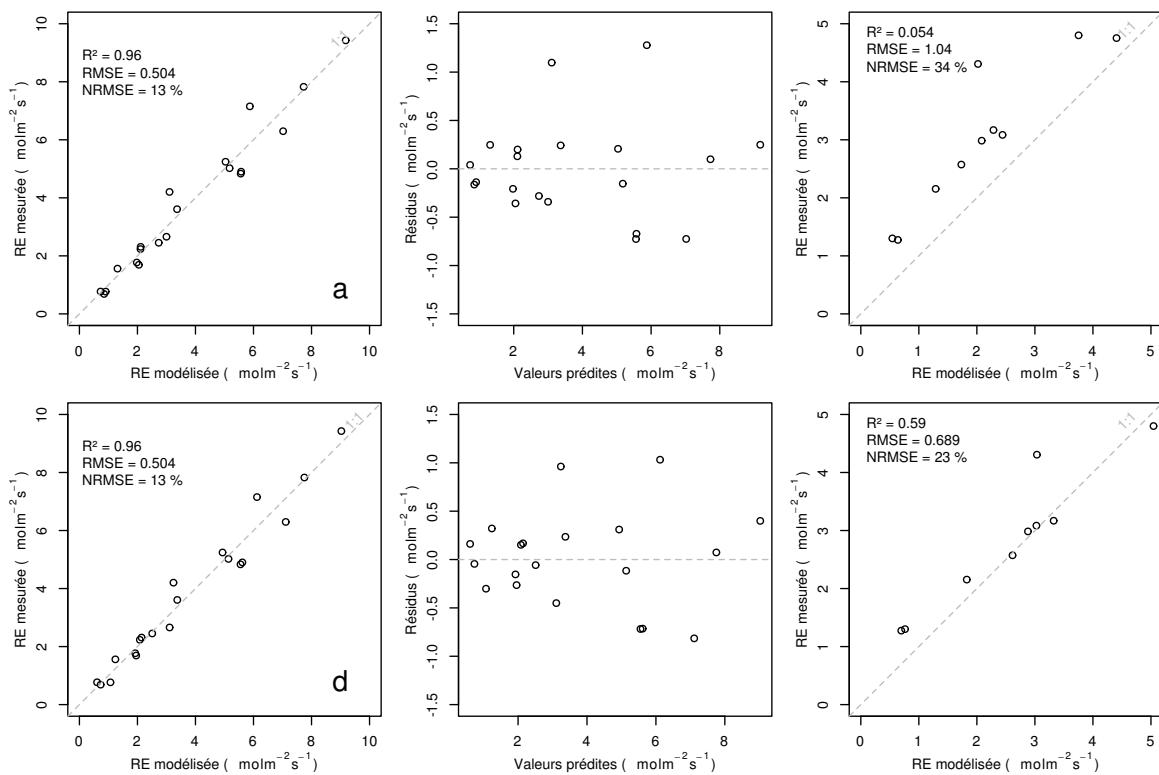


FIGURE 3.15 – RE modèles avec Tair

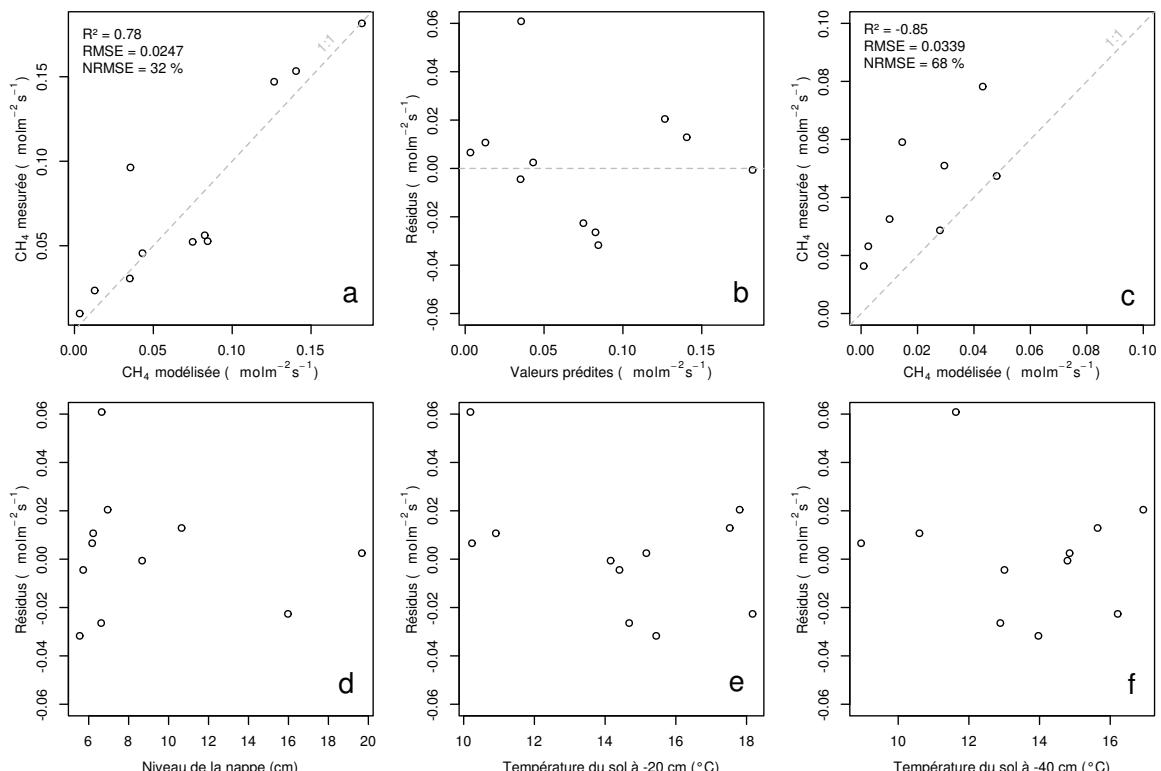


FIGURE 3.16 – CH_4 modèle H

1254 = **XX**,Figure 3.11). le CH₄ est également corrélé avec les températures, faiblement avec
 1255 les températures de surface, mais de manière plus importante avec les températures du
 1256 sol à plus forte profondeur ($R^2 = \text{XX}$,Figure 3.11). Enfin il est anti-corrélé ($R=-0.51$)
 1257 avec le niveau de la nappe. Les relations CH₄ et végétation ont donc pu être modélisées
 1258 avec

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

1259 Avec les données acquises, l'indice de végétation est le meilleur prédicteur (Fi-
 1260 gure 3.16), il explique 78 % de la variabilité du CH₄ avec une erreur standard de 32 %.
 1261 Aucune tendance ne semble se dégager entre les résidus de cette équation et les facteurs
 1262 contrôlant mesurés. L'évaluation de cette équation montre une tendance à sous-estimer
 1263 les flux de CH₄ et une erreur standard qui double par rapport à la phase de calibration
 1264 en atteignant 68 %. Les détails de l'estimation des paramètres de l'équation 3.7 est
 1265 visible dans le tableau 3.1 sous le nom FCH4.

1266 Le COD

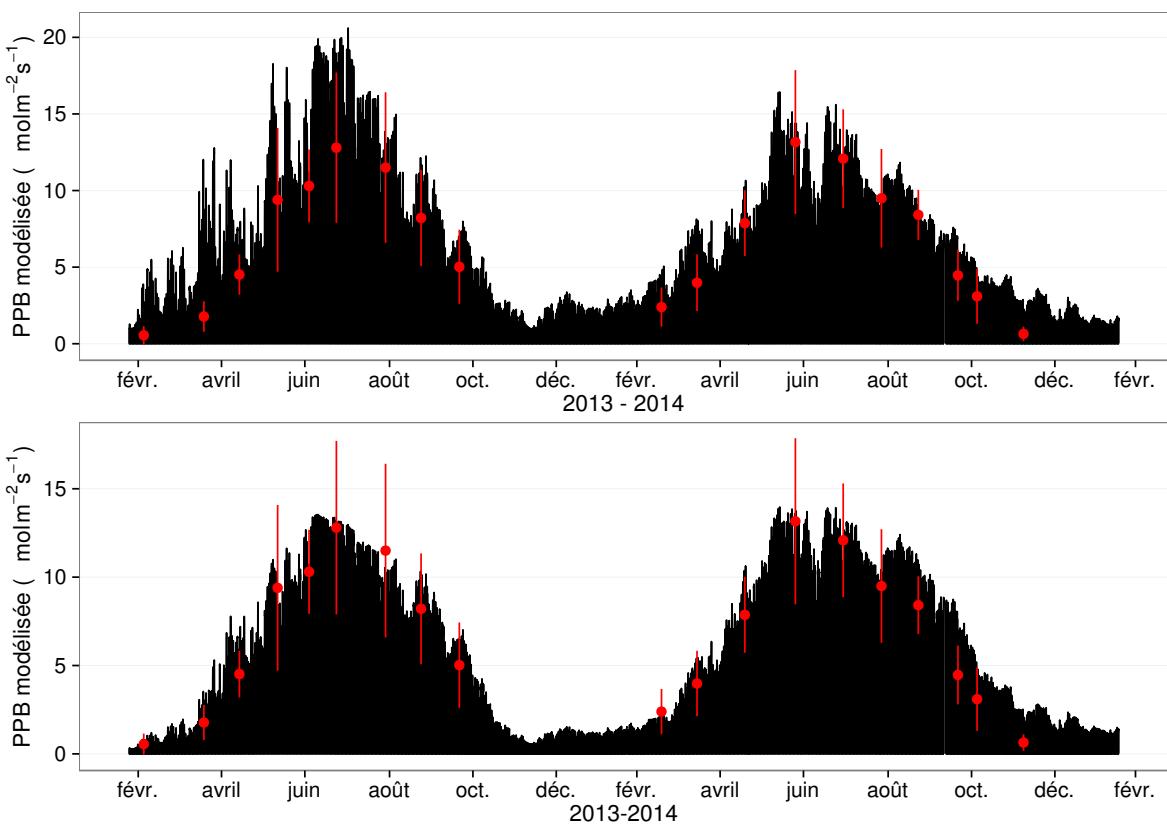
1267 3.3.3 Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle 1268 de l'écosystème

1269 L'interpolation des flux de PPB montrent une variabilité saisonnière proche de
 1270 celle mesurée sur le terrain (Figure 3.17). Les valeurs mesurées les plus grandes (partie
 1271 supérieure de la barre rouge sur la figure 3.17) ne semblent pas atteinte par le modèle
 1272 PPB-2 à l'inverse du modèle PPB-1 (courbes noires sur la figure 3.17). Dans les deux
 1273 cas les modèles semblent sur-estimer la valeur de PPB mesurées fin 2014.

1274 Pour la RE, l'interpolation suit également les variations saisonnières mesurées men-
 1275 suellement (Figure 3.18). Les gammes de valeurs mesurées sont très proche des gammes
 1276 interpolées : les valeurs interpolées fluctuent dans les limites des barres d'erreurs. L'in-
 1277 terpolation des flux de la RE est très proche quel que soit le modèle utilisé (Figure 3.18).
 1278 L'intégration de la végétation dans les modèles RE-2 et RE-3 diminue la RE maximum

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

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

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

¹²⁷⁹ modélisée en 2013 par rapport au modèle RE-1.

¹²⁸⁰ Les flux de CH₄ interpolés (Figure 3.19), suivent également une cyclicité saisonnière.

¹²⁸¹ L'estimation du CH₄ semble rendre compte dans les grandes lignes de la différence de
¹²⁸² flux mesurée entre 2013 et 2014.

¹²⁸³ Les flux interpolés à l'heure puis sommés par années sont présentés dans le ta-
¹²⁸⁴ bleau 3.2 pour les différents modèles. Sur les deux années, selon le modèle utilisé, le
¹²⁸⁵ flux total entrant via la PPB est estimé à 1070 et 1290 gC m⁻² an⁻¹ pour PPB-2 et
¹²⁸⁶ PPB-1 respectivement. Dans le détail on observe une différence entre les deux modèles :
¹²⁸⁷ Celui utilisant uniquement la température de l'air (PPB-1) présente un stockage plus
¹²⁸⁸ important en 2013 qu'en 2014. Tandis que le modèle prenant en compte la végétation
¹²⁸⁹ (PPB-2) stocke moins de carbone en 2013 qu'en 2014. L'intégration de la végétation
¹²⁹⁰ minimise également l'erreur standard de l'estimation, la divisant approximativement
¹²⁹¹ par deux.

¹²⁹² La différence de comportement, entre les années de mesures, liée à l'intégration de

3.3. Résultats

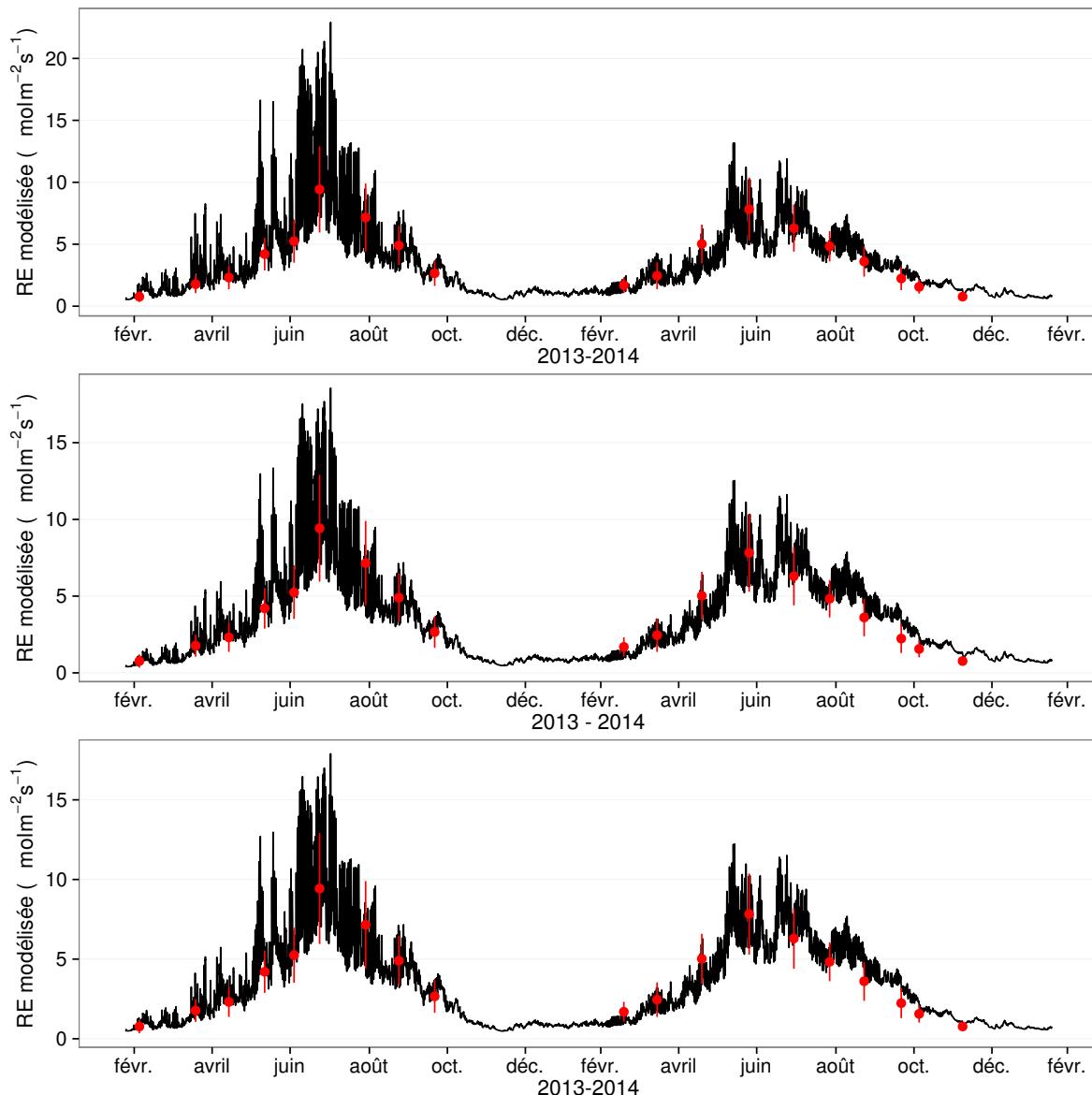


FIGURE 3.18 – Flux de CO₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3

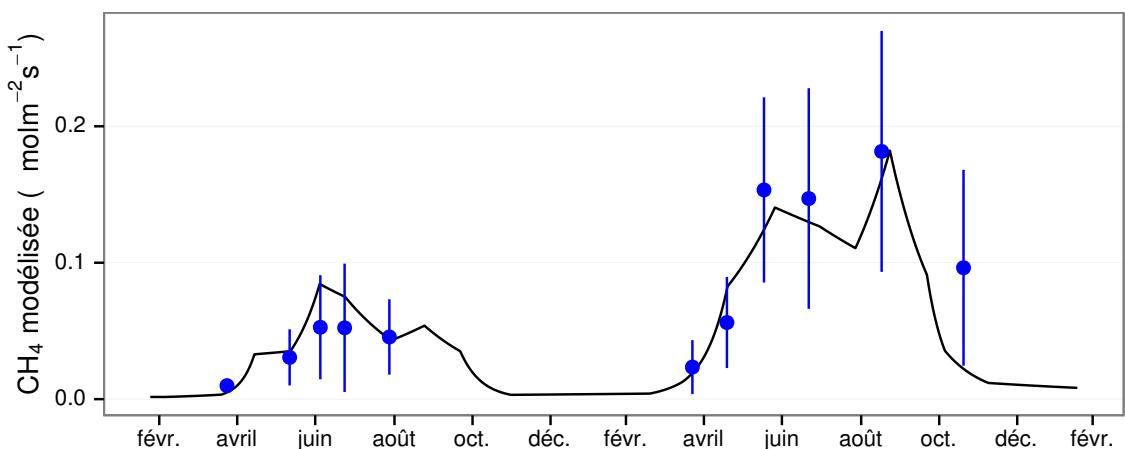


FIGURE 3.19 – Flux de CO₂ interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3

Tableau 3.2 – Bilan des flux en gCm²an⁻¹

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

Tableau 3.3 – Bilan des flux en gCm²an⁻¹

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

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

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

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

3.3. Résultats

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

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

¹³¹⁰ Évaluation du bilan

¹³¹¹ L'analyse de sensibilité, consistant à faire varier chaque paramètre des modèles
¹³¹² de $\pm 10\%$, les combinaisons de modèles PPB-1, PPB-2, RE-1 et RE-3 ont été testé
¹³¹³ (Tableau 3.4). Le modèle RE-2, très proche du modèle RE-3 n'a pas été testé. **Attente**
¹³¹⁴ **du COD, les valeurs du tableau sont fausse pour le moment**

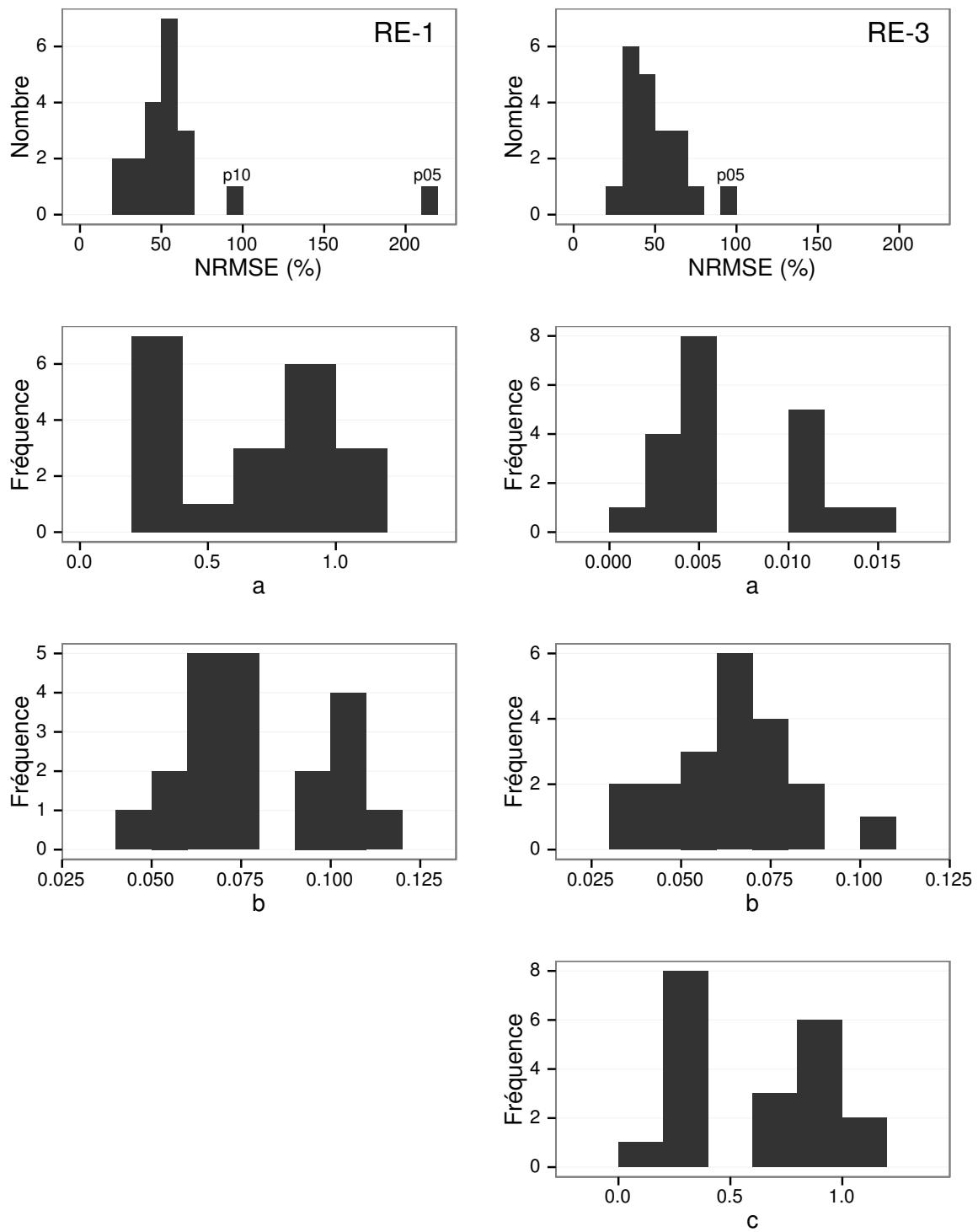


FIGURE 3.20 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres des modèles RE-1 et RE-3

3.3. Résultats

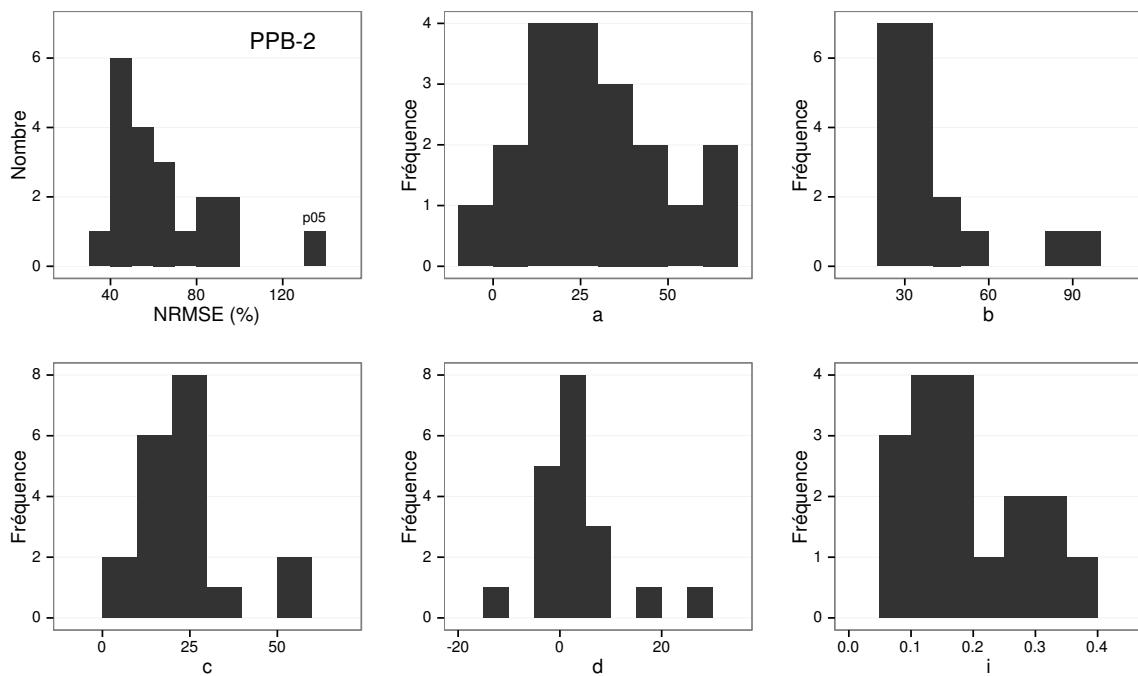


FIGURE 3.21 – Distribution de l’erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2

¹³¹⁵ 3.3.4 Variabilité spatiale du bilan

¹³¹⁶ Représentativité locale

¹³¹⁷ La classification hiérarchique a permis de distinguer 4 groupes de végétation (Fi-
¹³¹⁸ gure 3.22). Dans le premier groupe, la strate muscinale est majoritaire avec un re-
¹³¹⁹ couvrement moyen de 91 %, moins de 35 et 15 % de recouvrement pour les herbacées
¹³²⁰ et les arbustes respectivement. Le deuxième groupe est le plus homogène avec un re-
¹³²¹ couvrement moyen des strates muscinale et arbustive de 63 et 58 % chacune. C'est
¹³²² également le groupe où il y a de moins d'herbacées avec un recouvrement de 24 %. La
¹³²³ strate herbacée est majoritaire dans le troisième groupe avec un recouvrement moyen
¹³²⁴ de 63 %, la strate arbustive y est peu présente (19 % en moyenne) et la strate mus-
¹³²⁵ cinale y est pour ainsi dire absente (1 %). La strate muscinale est également absente,
¹³²⁶ ou presque, dans le groupe quatre (1%). Groupe dans lequel la strate arbustive est
¹³²⁷ majoritaire avec de 65 % de recouvrement moyen, et la strate herbacée avec 33 %.

¹³²⁸ Les bilans de CO₂ calculés par groupe de végétations sont présentés dans le ta-

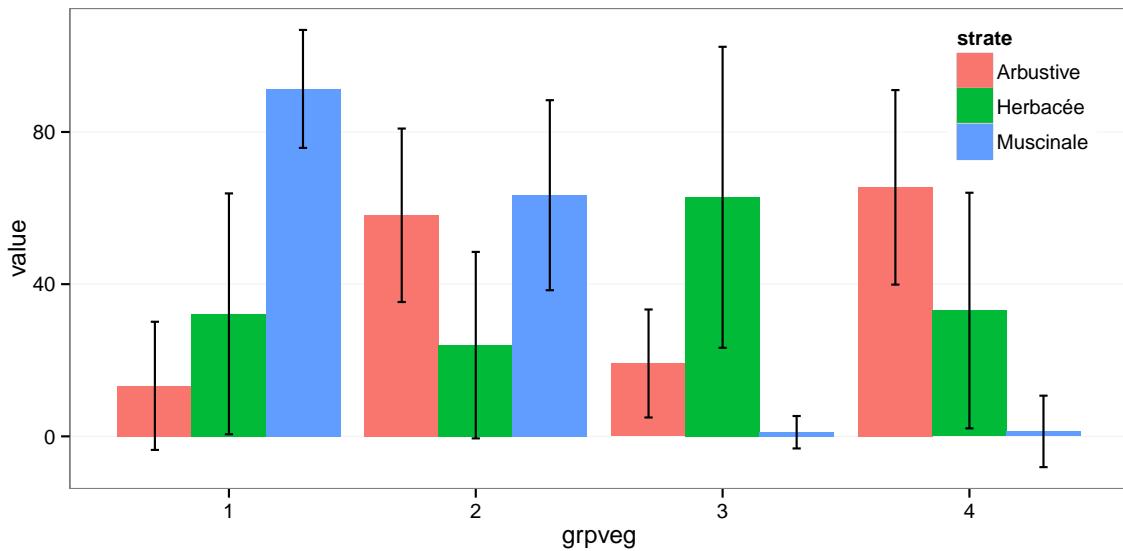


FIGURE 3.22 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2

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

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

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

1338 Modélisation par placette

1339 Corrélation avec facteurs contrôlant

1340 3.4 Discussion

1341 3.4.1 Estimations des flux

1342 PPB

1343 L'estimation des flux de PPB, est comprise entre 957 et 1322 gC m⁻² an⁻¹ selon
1344 l'année et le modèle utilisé. Ces valeurs sont très élevées comparées à des tourbières
1345 boréales comme celles étudiées par (Trudeau *et al.*, 2014) ou encore (Peichl *et al.*, 2014)
1346 dont les valeurs de PPB sont respectivement comprise entre 123 et 131 gC m⁻² an⁻¹
1347 et entre 203 et 503 gC m⁻² an⁻¹. Une première hypothèse permettant d'expliquer une
1348 telle différence, est la différence entre les températures moyennes sur les sites. -4,3 °C
1349 et 1,2 °C respectivement pour Trudeau *et al.* (2014) et Peichl *et al.* (2014). Ces tem-
1350 pératures sont bien plus faible pour les sites des études pré-citées que sur la tourbière
1351 de La Guette. Une seconde hypothèse, qui n'exclue pas la première, serait la com-
1352 position végétale de ces sites. La tourbière de La Guette envahie par une végétation
1353 vasculaire, notamment herbacée, est plus proche d'une prairie tourbeuse que d'une tour-
1354 bière boréale. En effet les valeurs observées à La Guette sont comparables à ce type
1355 d'écosystèmes. Jacobs *et al.* (2007) estiment des valeurs de PPB comprises entre 400 et
1356 2000 gC m⁻² an⁻¹ avec une moyenne de 1300 gC m⁻² an⁻¹ dans des prairies tourbeuses
1357 hollandaises. Sur des écosystèmes similaires, au Danemark, (Görres *et al.*, 2014) trouve
1358 des valeurs de PPB plus importantes encore, entre 1555 et 2590 gC m⁻² an⁻¹. Il appa-
1359 rait cohérent que la tourbière de La Guette, par sa position géographique, et donc le
1360 climat qu'elle subit, mais également par sa problématique d'envahissement important
1361 par une végétation vasculaire notamment herbacée, s'approche en termes de flux de
1362 site tourbeux drainés pour les utiliser comme prairie.

1363 Le modèle PPB-1 a une incertitude importante sur l'estimation de ses paramètres.
1364 L'apport de l'indice de végétation dans l'estimation de la PPB est important lors de la
1365 phase de calibration. Il permet de diminuer l'incertitude sur les paramètres du modèles,
1366 d'augmenter leur significativité et d'améliorer la représentativité des données mesurées.
1367 L'intégration de la végétation aux modèles d'estimation de la PPB est rarement réalisé
1368 ([?Görres et al., 2014](#)), probablement à cause de la difficulté à prendre en compte ce
1369 signal aux sources multiples. Malgré cette amélioration lors de la calibration, lorsqu'il
1370 est évalué sur un jeu de données indépendant, le modèle PPB-2 à une erreur standard
1371 plus importante que celle du modèle PPB-1. L'apport de cet indice dans l'estimation
1372 de la PPB n'est donc pas généralisable. Bien que rarement faite à cause de la rareté des
1373 données, l'évaluation des modèles est cependant d'un intérêt majeur afin de confirmer
1374 ou d'infliger l'apport de l'ajout d'un prédicteur à un modèle, particulièrement si l'on
1375 souhaite l'extrapoler.

1376 Les différences observées selon la façon d'estimer la PPB peuvent paraître impor-
1377 tante, néanmoins elles sont du même ordre de grandeur que celle rencontré par [Worrall](#)
1378 [et al. \(2009\)](#) qui compare différentes façons de modéliser des flux de gaz avec des équa-
1379 tions différentes (et non pas juste des variations sur un type de modèle). Ces différences
1380 sont également liées à l'importance des flux qui font que, surtout dans le cas de mo-
1381 dèles exponentiels, de faibles variations peuvent avoir des effets importants comme en
1382 témoigne l'analyse de sensibilité des paramètres du modèle (Tableau 3.4).

1383 **Discussion 2013-2014 ?** Dans le détail l'intégration de l'indice de végétation à un
1384 effet beaucoup plus important en 2013, avec un flux qui diminue de $365 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$,
1385 qu'en 2014 où la baisse n'est que de $74 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$.

1386 RE

1387 De la même façon que pour la PPB, les flux de la RE sont important si on les
1388 compare à des tourbières boréales et s'approchent davantage des flux mesurés dans
1389 les prairies sur sols tourbeux. La Re sur la tourbière de La Guette, comprise entre
1390 1232 et $1337 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ est plus importante que celle observée par ([Peichl et al.](#),

3.4. Discussion

1391 2014; Trudeau *et al.*, 2014) (pour reprendre les études citées précédemment) qui s'éta-
1392 blissent respectivement entre 137 et 443 gC m⁻² an⁻¹ et 206 et 234 gC m⁻² an⁻¹. Elles
1393 sont en revanche plus faible que celle mesurées par (Jacobs *et al.*, 2007), entre 500 et
1394 2000 gC m⁻² an⁻¹, ou par (Görres *et al.*, 2014) : entre 2070 et 3500 gC m⁻² an⁻¹.

1395 À l'inverse de la PPB, l'intégration de la végétation pour modéliser la RE n'amé-
1396 liore que peu l'estimation de la RE lors de la phase de calibration : la différence entre
1397 les valeurs d'erreur standard est de 5 %. En revanche lors de la phase d'évaluation,
1398 l'utilisation du recouvrement des herbacées semble améliorer l'estimation de façon plus
1399 importante avec une différence de 11 % entre les valeurs d'erreur standard. Contrai-
1400 rement à la PPB la différence apportée par l'intégration de la végétation (RE-2 ou
1401 RE-3) est du même ordre de grandeur en 2013 et en 2014. Sur les 2 années, l'effet
1402 de l'intégration de la végétation est limité avec une différence de 25 gC m⁻² an⁻¹ au
1403 maximum (entre ER-1 et ER-3), soit moins de 2 % du flux. Encore une fois l'intérêt
1404 de l'évaluation est mis en avant puisqu'il permet de distinguer des modèles très proche
1405 lors de la calibration.

1406 Les incertitudes sur l'estimation des paramètres RE sont beaucoup moins impor-
1407 tante que celle de la PPB. L'estimation des paramètres des modèles, à l'exception du
1408 paramètre c du modèles RE-2, ont une p-value inférieure à 0.05. L'erreur calculée lors
1409 de l'évaluation de ces modèles, si elle augmente par rapport à la calibration, reste
1410 faible particulièrement pour le modèle RE-3 où elle vaut moins de 25 %. La RE semble
1411 donc mieux contrainte que la PPB, avec une estimation des paramètres fiable et une
1412 différence entre les estimations issues des modèles limitée.

1413 CH₄

1414 Les flux de CH₄ sont faibles comparés aux flux de CO₂. Les valeurs mesurées sont
1415 plus forte que celles mesurés entre 0 et 0,03 μmol m⁻² s⁻¹ par ?. Pour 2013 les valeurs
1416 mesurées sont proches de celle mesurée par Long *et al.* (2010). L'absence d'étiage en
1417 2014 explique peut-être le doublement des flux... (**Réf needed**)

1418 La faible relation observée entre le niveau de la nappe et les flux de méthane va dans

₁₄₁₉ le même sens que les observations faites par [Trudeau et al. \(2012\)](#) et (à développer, de
₁₄₂₀ ref ds trudeau2012)

₁₄₂₁ **COD**

₁₄₂₂ **3.4.2 Estimations des bilans**

₁₄₂₃ D'une manière générale, les bilans sont principalement contraints par les flux de
₁₄₂₄ CO₂, le CH₄ ne jouant qu'un rôle marginal en termes de quantité de carbone. Ces
₁₄₂₅ observations sont cohérentes avec d'autres études comme [?Worrall et al. \(2009\)](#). La
₁₄₂₆ forte variabilité entre les différents bilans est à attribuer en grande majorité à l'erreur
₁₄₂₇ sur l'estimation du flux de PPB.

₁₄₂₈ Selon le bilan considéré, la tourbière de La Guette stocke de faible quantité de C
₁₄₂₉ de l'ordre d'une dizaine de grammes par mètre carré, ou émet du carbone dans l'at-
₁₄₃₀ mosphère de l'ordre de XXà plus de 200 gC m⁻² an⁻¹. Les estimations sont cohérentes
₁₄₃₁ avec le fait que la tourbière de La Guette a subie un drainage à l'aval (fossé de la
₁₄₃₂ départementale 926) induisant un envahissement par une végétation vasculaire.

₁₄₃₃ **3.4.3 Sensibilité et limitations du bilan**

₁₄₃₄ Les incertitudes les plus fortes du bilan sont sur les flux de CH₄ avec une erreur
₁₄₃₅ standard de 32 % lors de la calibration et de 68 % lors de la validation. Cette différence
₁₄₃₆ importante montre que l'estimation des flux de CH₄ à l'aide de l'indice de végétation
₁₄₃₇ à permis l'estimation de sa contribution au bilan de carbone de l'écosystème pour les
₁₄₃₈ années 2013 et 2014, mais que son utilisation dans d'autres conditions (année sèche,
₁₄₃₉ haute MAT) est fortement limité. L'importance faible du CH₄ dans le bilan de carbone
₁₄₄₀ de la tourbière rend ces erreurs moins critiques que celles faites sur l'estimation de la
₁₄₄₁ PPB. Les incertitudes importantes sur la PPB, sont mises en évidence par les fortes
₁₄₄₂ variations des flux interpolés selon l'équation utilisée. Elles sont la source des variations
₁₄₄₃ observées en termes de bilan. L'ajout d'un indice de végétation diminue d'incertitude
₁₄₄₄ des paramètres du modèle, mais cet apport semble spécifique à l'étude, n'étant pas

3.4. Discussion

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

1448 sensibilité du bilan au variation des paramètres

1449 **limitations** Outre ces aspects ce bilan de carbone est aussi limité par sa représentativité. Ainsi la strate arborée fortement présente dans certaines zones n'est pas 1450 directement prise en compte. De la même manière une partie restreinte de la tourbière 1451 mais néanmoins présente est constitué de touradons dont l'effet n'a pas été pris en 1452 compte.**(Réf needed)(biblio effet microtype)**.

1454 — pas de cartographie (pas grave si p7 maj bien représentée par mdl ecos)

1455 — extrapolation sur d'autres site difficile (cf validation)

1456 3.4.4 Représentativité locale du modèle

1457 Distribution des paramètres

1458 Pourquoi certaines placette mieux que d'autres

1459 Concernant la respiration la représentativité locale des modèles calibrés à l'échelle 1460 de l'écosystème semble plus homogène pour le modèle RE-3 que pour le modèle RE-1.

1461 Une telle comparaison entre PPB-1 et PPB-2 n'a pas été possible car vu le faible 1462 nombre de données et la qualité relative des modèles PPB par rapport aux modèles 1463 RE, peu de modèles sont parvenus à converger pour PPB-1 (11 sur 20 placettes) et 1464 pour PPB-2 (17 sur 20 placettes).

1465 3.4.5 Variation du bilan avec la végétation

1466 Le calcul des bilans avec les groupes de végétation permet de mettre en évidence 1467 des comportements différents des flux selon la végétation majoritaire. Ainsi le groupe 3 1468 dans lequel la strate herbacée est la plus importante est celui où la PPB est la plus forte. 1469 Ce point semble en cohérence avec la croissance annuelle importante des herbacées. À 1470 l'inverse le groupe 1 dans lequel la strate muscinale est la plus importante est également 1471 le groupe pour lequel la PPB est la plus faible. **(Réf needed)**

¹⁴⁷² Pour la RE, ce sont les groupes 3 et 4 qui ont les flux estimés les plus importants
¹⁴⁷³ avec une différence d'environ $200 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ avec les deux autres groupes. Malgré
¹⁴⁷⁴ leurs différences, le groupe 2 possède une strate muscinale importante alors qu'elle est
¹⁴⁷⁵ absente dans le groupe 3, ils ont en commun d'avoir une strate arbustive importante.

¹⁴⁷⁶ **3.4.6 perspectives**

¹⁴⁷⁷ cartographie ?

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

₁₄₇₉

₁₄₈₀ 1481	4.1 Introduction	₁₄₈₂	₁₄₈₃ 94
₁₄₈₂	4.2 Procédure expérimentale	₁₄₈₃	₁₄₈₄ 96
₁₄₈₃	4.2.1 Expérimentation A	₁₄₈₄	₁₄₈₅ 96
₁₄₈₄	4.2.2 Expérimentation B	₁₄₈₅	₁₄₈₆ 97
₁₄₈₅	4.2.3 traitement	₁₄₈₆	₁₄₈₇ 97
₁₄₈₆	4.3 Résultats	₁₄₈₇	₁₄₈₈ 99
₁₄₈₇	4.3.1 Expérimentation A	₁₄₈₈	₁₄₈₉ 99
₁₄₈₈	4.3.2 Expérimentation B	₁₄₈₉	₁₄₉₀ 102
₁₄₈₉	4.3.3 tendances générales	₁₄₉₀	₁₄₉₁ 105
₁₄₉₀	4.4 Discussion	₁₄₉₁	₁₄₉₂ 105
₁₄₉₁	4.4.1 Comparaison aux mesures <i>in-situ</i>	₁₄₉₂	₁₄₉₃ 107
₁₄₉₂	4.4.2 Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz	₁₄₉₃	₁₄₉₄ 108
₁₄₉₃	4.4.3 Effet cycles multiples	₁₄₉₄	₁₄₉₅

1496 4.1 Introduction

1497 Au cours des deux années de suivis des flux de CO₂ et de CH₄ sur la tourbière de La
1498 Guette, le niveau de la nappe a très faiblement varié comparé aux années précédentes
1499 bien plus sèches. En conséquence l'effet des variations de nappe sur les flux n'a pu être
1500 investigué. Néanmoins l'hydrologie est un facteur contrôlant des flux (**Réf needed**).
1501 Ainsi de nombreuses études ont reliées les émissions de CO₂ au niveau de la nappe (**Réf
1502 needed**). Cependant, aucun consensus n'a encore été atteint : La majorité des études
1503 montrent qu'une tourbière dont le niveau de la nappe est abaissé, soit par un drainage,
1504 soit par une sécheresse, aura tendance à avoir un ENE plus faible. Par exemple, [Strack
1505 et Zuback \(2013\)](#) expliquent des valeurs d'ENE plus faibles qu'escompté, par des me-
1506 sures faites pendant une période relativement sèche. Une observation similaire est faite
1507 par [Aurela et al. \(2007\)](#) qui mesure un ENE plus faible lors d'une année sèche, sur une
1508 tourbière à Carex du sud de la Finlande. Ils attribuent la variation de l'ENE à une
1509 augmentation de la RE et à une baisse de la PPB, dans des conditions plus chaudes
1510 et plus sèches. [Peichl et al. \(2014\)](#) observent également une baisse de l'ENE lors d'une
1511 année où le niveau de la nappe baisse de façon importante, au delà de -30 cm. Ils ex-
1512 pliquent cette baisse par une baisse de la PPB. Cette observation va dans le même sens
1513 que [Lund et al. \(2012\)](#) qui observent en 2008 une baisse de l'ENE sur une tourbière
1514 à sphaignes située au sud de la suède. Les mesures de RE faites cette année là étant
1515 similaires à celles effectuées les autres années, ils lient cette baisse à une diminution de
1516 la PPB. En 2006, sur la même tourbière, [Lund et al. \(2012\)](#) observent une autre baisse
1517 de l'ENE. Mais cette fois, les mesures de PPB à leur tour similaires à celle des autres
1518 années n'expliquent pas cette baisse. À l'inverse de 2008, cette baisse est expliquée par
1519 une augmentation de la RE. Ces inconsistances apparentes peuvent avoir pour origine
1520 des types de sécheresse différente : courte et intense pendant la saison de végétation
1521 de 2006 et d'intensité plus faible mais d'une durée plus longue en 2008. À l'inverse des
1522 résultats précédemment cités, [Ballantyne et al. \(2014\)](#) dans une étude des effets à long

1523 terme d'une baisse du niveau de la nappe, observent pas d'effets significatifs sur l'ENE
1524 tandis que les flux de RE et de PPB augmentent tous les deux. Ces études montrent
1525 que si le niveau de la nappe est reconnu comme un facteur de contrôle des flux de CO₂,
1526 il est difficile d'en dégager des liens de cause à effet répétables.

1527 Concernant le méthane, une baisse du niveau de la nappe est généralement liée à
1528 une baisse des émissions de CH₄, et inversement, le niveau de la nappe contrôlant la
1529 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
1530 de nappe sur les flux de CH₄ n'est pas identique. Ils observent ainsi que l'effet est
1531 plus important lorsque le niveau de la nappe est augmenté que lorsqu'il est diminué (\pm
1532 10 cm). Ils font l'hypothèse que le niveau de la nappe, en plus de jouer sur la proportion
1533 production/oxydation, a un effet sur le transfert de chaleur dans le sol. Cette hypothèse
1534 s'appuie sur l'observation de températures plus élevées, que ce soit celles de l'air ou de
1535 la tourbe, dans les zones où le niveau de la nappe a été rehaussé. Cependant d'autres
1536 études, principalement dans des sites où le niveau de la nappe est proche de la surface
1537 du sol, montrent une absence de relation entre le niveau de la nappe et les émissions
1538 de méthane, voire une relation inverse, avec des flux plus faibles liés à des niveaux de
1539 nappe plus élevés ([Kettunen et al., 1996](#); [Bellisario et al., 1999](#); [Treat et al., 2007](#)). Là
1540 encore selon les conditions environnementales, la relation entre les flux de CH₄ et le
1541 niveau de la nappe n'est pas aisément généralisable.
1542

1543 La vitesse de l'augmentation du niveau de nappe semble également jouer sur les
1544 flux, des pics de RE ont été observés après la réhumectation rapide. La façon dont
1545 le niveau de la nappe augmente semble également jouer sur les flux. [Strack et Price \(2009\)](#) ont observés qu'une hausse graduelle par le bas de la colonne de sol conduit
1546 à une baisse de la RE, tandis qu'une hausse rapide simulant un événement pluvieux
1547 (par le haut) conduisait à un pic de RE. Ce pic de RE après une réhumectation a
1548 également été observé par [McNeil et Waddington \(2003\)](#). L'objectif de ce chapitre est
1549 donc d'explorer plus en avant l'effet du niveau de la nappe d'eau sur les émissions de
1550 GES, effet peu ou pas visible *in-situ*. Plus précisément il s'agit de déterminer l'effet de
1551 GES, effet peu ou pas visible *in-situ*. Plus précisément il s'agit de déterminer l'effet de

4.2. Procédure expérimentale

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

4.2 Procédure expérimentale

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

4.2.1 Expérimentation A

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

1576 4.2.2 Expérimentation B

1577 Le 17 avril 2014, six nouveaux mésocosmes ont été prélevés sur la tourbières de
1578 La Guette et installés près du laboratoire, en suivant le même protocole que pour
1579 l'expérimentation A. Une station météo a été installée à côté des mésocosmes afin de
1580 mesurer la température de l'air, l'humidité relative, le rayonnement solaire, la vitesse et
1581 la direction du vent et les précipitations toutes les 15 minutes. Cette station permettait
1582 également l'enregistrement des températures mesurées par des sondes (T107) installées
1583 à -5, -10, et -20 cm. Les conditions météorologiques moins ensoleillée qu'en 2013
1584 et l'objectif de suivre plusieurs cycles de dessiccation/réhumectation ont nécessité la
1585 mise en place d'un abaissement manuel du niveau de la nappe. Pendant les phases
1586 d'assèchement les niveaux de nappes des placettes traitées étaient donc abaissés en
1587 moyenne de 2,5 cm par jour. Le premier cycle de dessiccation/réhumectation dura du
1588 30 juin au 6 juillet pour la phase de dessiccation et du 7 au 16 juillet pour la phase de
1589 réhumectation. Le deuxième cycle dura du 17 au 28 juillet et du 29 juillet au 3 aout,
1590 Enfin le dernier cycle fut mesuré du 4 au 11 aout pour la dessiccation et du 12 au 14
1591 aout pour la réhumectation.

1592 4.2.3 traitement

1593 Pour les deux expérimentations les variables explicatives sont la température de
1594 l'air, du sol à -5 cm, le niveau de nappe, et l'humidité du sol. La végétation n'a été
1595 suivie que lors de l'expérimentation B. Les placettes subissant les cycles de dessiccation
1596 seront nommées groupe « Dessiccation » et les placettes ne subissant pas les cycles,
1597 groupe « Contrôle ». Ces deux groupes correspondent aux deux traitements utilisés
1598 pour l'analyse statistique. Pour le CO₂, l'analyse a été faite sur les flux moyennés sur
1599 une journée, les flux ayant été généralement mesuré deux fois par jour. Pour le CH₄,
1600 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).

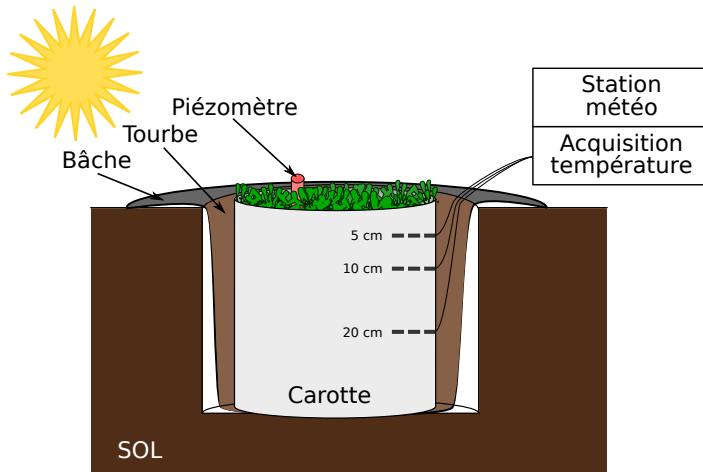


FIGURE 4.2 – Schéma d'un mésocosme

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

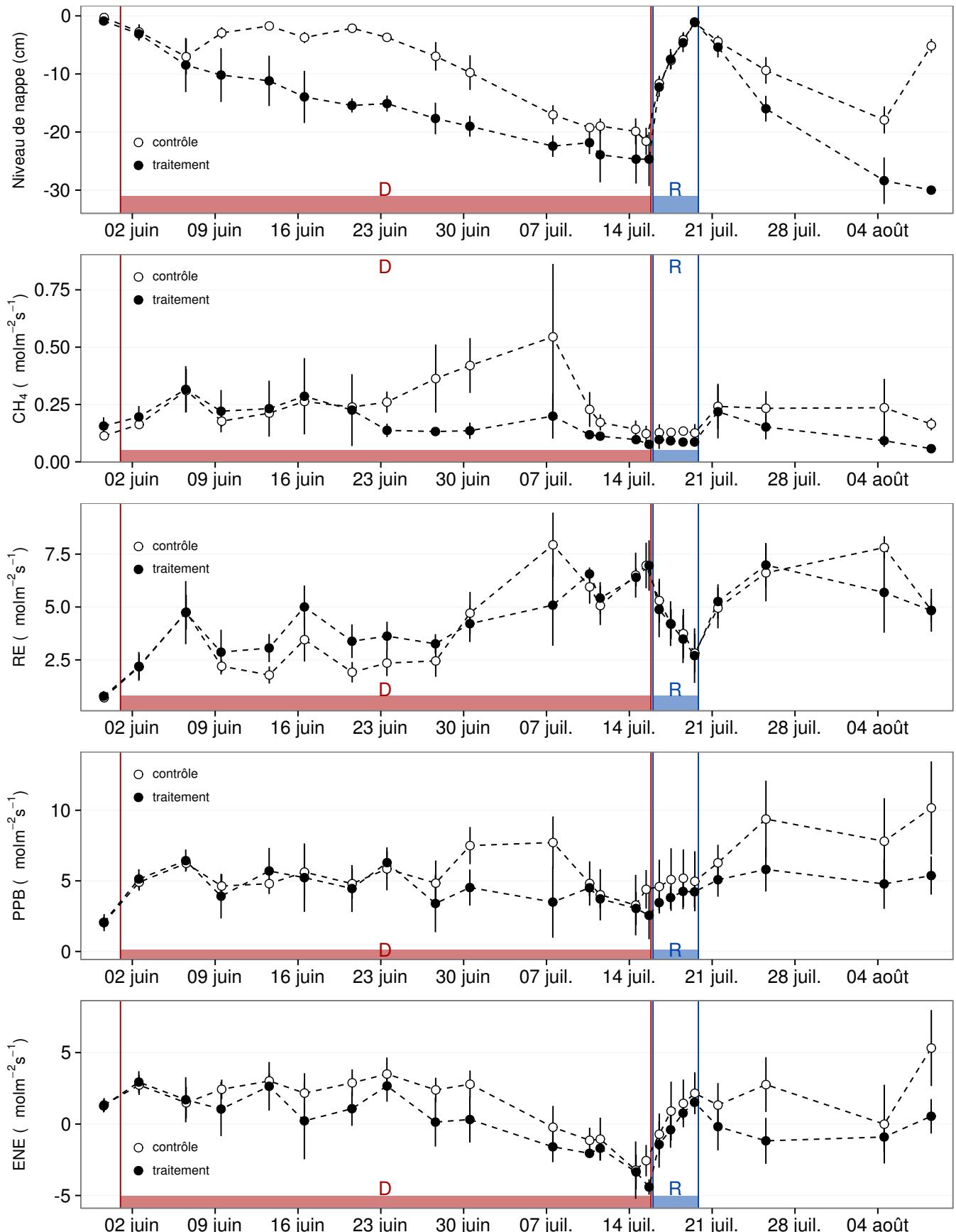


FIGURE 4.3 – Expérimentation A : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, CH₄, RE, PPB, ENE en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent à la phase de dessiccation (D) en rouge et à la phase de réhumectation (R) en bleu.

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 $0,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

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

1647 dans le groupe de contrôle a des valeurs supérieures à celles du groupe Dessiccation.
1648 Après la réhumectation, la PPB augmente pour les deux groupes, avec un maximum de
1649 $5,83 \pm 1,61 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour le groupe Dessiccation et de $10,17 \pm 3,30 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1650 pour le groupe Contrôle.

1651 L'ENE est systématiquement supérieure pour le groupe Contrôle, avec une cinétique
1652 parallèle des flux pour les deux groupes (Figure 4.3–E). Pendant la phase de dessicca-
1653 tion, l'ENE reste relativement constante jusque fin juin avec une valeur moyenne pour
1654 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
1655 groupe Dessiccation tend à augmenter du 10 au 30 juin environ, avant que les valeurs
1656 du groupe de Contrôle ne rejoignent celles du groupe Dessiccation. Au delà du 24 juin,
1657 l'ENE baisse fortement pour les deux groupes pour atteindre un minimum proche de
1658 $-4,5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Pendant la phase de réhumectation l'ENE monte rapidement pour
1659 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
1660 Dessiccation respectivement. Après la réhumectation, l'ENE du groupe Contrôle va-
1661 rie en suivant généralement les variations du niveau de nappe. Pour le groupe traité,
1662 l'ENE baisse par rapport au maximum atteint lors de la réhumectation puis se stabilise
1663 autour de 0.

1664 L'effet des variations du niveau de la nappe sur la PPB est quasiment nul (Fi-
1665 gure 4.5–E), même si la PPB semble diminuer aux plus fortes profondeurs. Les va-
1666 riations de la RE sont principalement liée au niveau de la nappe (Figure 4.5–C) Par
1667 conséquent, les variation de RE se répercutent sur l'ENE (Figure 4.5–G). Pour le CH₄ il
1668 est également difficile de distinguer des tendances générales entre les flux et les niveaux
1669 de nappe (Figure 4.5–A).

1670 4.3.2 Expérimentation B

1671 Contrairement à l'expérimentation A, le niveau de nappe du groupe Contrôle de
1672 l'expérimentation B reste relativement constant pendant l'ensemble de la période de
1673 mesure. Le drainage artificiel du groupe Dessiccation permet d'abaisser le niveau de la
1674 nappe d'une quinzaine de centimètres en moyenne pour chaque cycle (Figure 4.4–A).

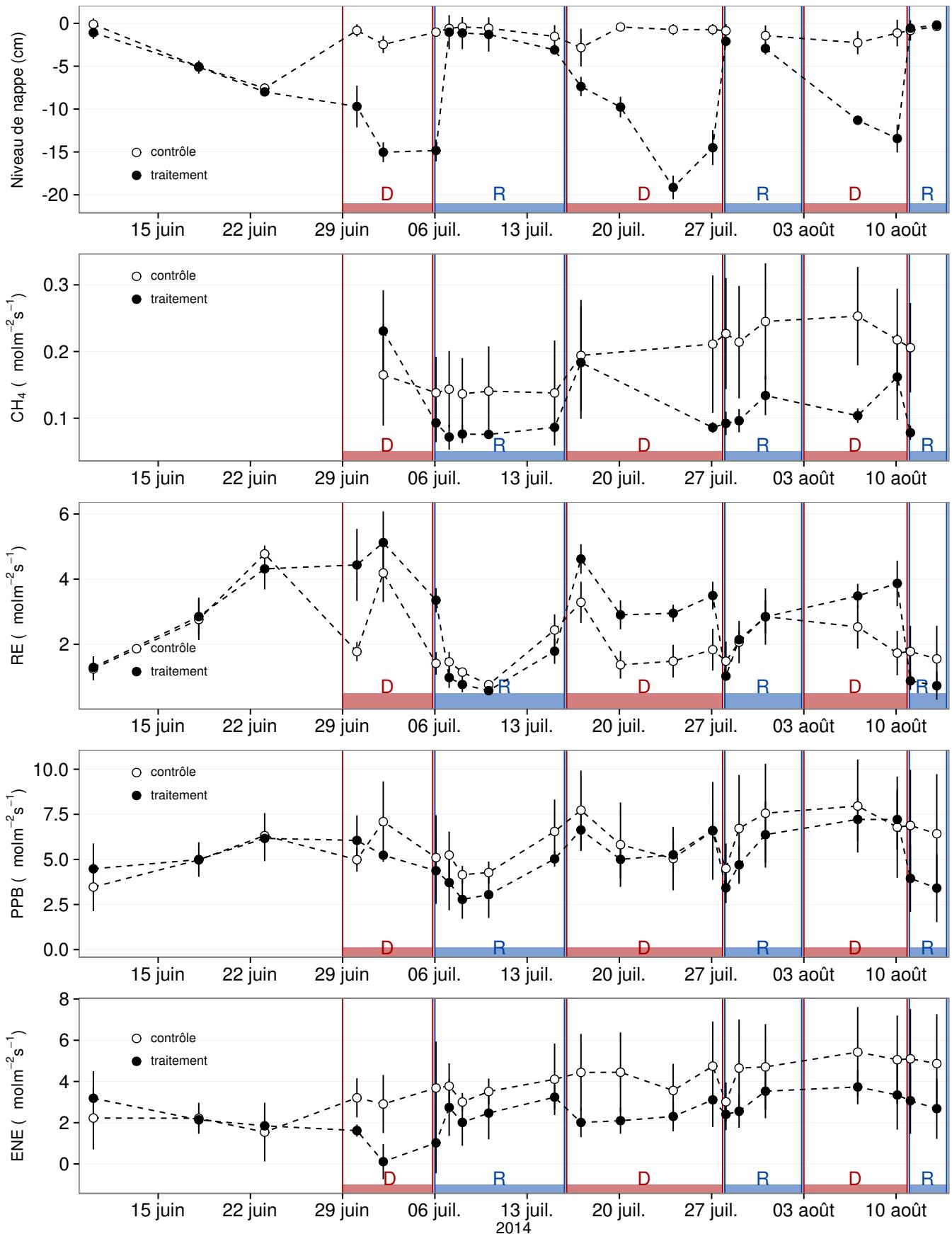


FIGURE 4.4 – Expérimentation B : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, CH_4 , RE, PPB, ENE en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent aux phases de dessiccation (D) en rouge et aux phases de réhumectation (R) en bleu.

4.3. Résultats

1675 Les flux de CH₄ moyen varient entre 0,07 à 0,34 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Les flux du groupe
1676 Contrôle, à l'exception de la première mesure, sont supérieurs aux flux du groupe Des-
1677 siccation, (moyennes globales de $0,20 \pm 0,06$ et $0,11 \pm 0,05 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, respective-
1678 ment. Les émissions du groupe Contrôle tendent à augmenter sur la période de mesure.
1679 Une tendance similaire, est également visible pour le groupe Dessiccation. Concernant
1680 les cycles de dessiccation/réhumectation, il est difficile de dégager des comportements
1681 communs entre eux, même si l'assèchement conduit à une baisse des émissions (Fi-
1682 gure 4.4–B) Cette relation, mise en exergue pas un nombre de points très faible, n'ap-
1683 paraît cependant pas sur l'ensemble des données (Figure 4.5–B). Un pic d'émission de
1684 CH₄ est également à noter pour chaque cycle pendant la phase de dessiccation.

1685 La RE varie pour les deux groupes entre 0,42 et 5,12 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Figure 4.4–
1686 C)). Avant le démarrage des manipulations du niveau de la nappe, les valeurs des
1687 deux groupes sont très proches et augmentent tandis que le niveau de nappe diminue.
1688 Pendant les phases de dessication, les valeurs du groupe Dessiccation sont systéma-
1689 tiquement supérieures, de 1,5 à 1,8 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en moyenne par phase, par rapport
1690 à celle du groupe Contrôle. À l'inverse pendant les phases de réhumectation les flux
1691 entre les deux groupes sont beaucoup plus proches avec une tendance de la RE du
1692 groupe Contrôle à être supérieure à celle du groupe Dessiccation. La RE du groupe
1693 traité est systématiquement plus faible pendant les phases de réhumectations que pen-
1694 dant les phases de dessications. En moyenne la RE vaut respectivement $2,28 \pm 1,00$ et
1695 $3,86 \pm 0,80 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour les groupes Contrôle et Dessiccation pendant les phases
1696 de dessiccation et $1,70 \pm 0,62$ et $1,51 \pm 0,98 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pendant les phases de réhu-
1697 mectation.

1698 Sur l'ensemble de la période de mesure la PPB est comprise entre 2,78 et 7,96 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.
1699 Avant le début des traitements les flux des deux groupes sont similaires (Figure 4.4–D).
1700 À partir de la première phase de dessiccation, la PPB du groupe Contrôle supérieure
1701 à celle du groupe Dessiccation. Pour les deux groupes, la PPB est plus importante lors
1702 des phases de dessiccation comparée aux phase de réhumectation, avec des moyennes
1703 respectives de $6,35 \pm 2,19$ contre $5,80 \pm 2,20$ pour le groupe Contrôle et de $5,95 \pm 1,46$

1704 contre $4,05 \pm 1,60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pour le groupe Dessiccation.

1705 Les valeurs d'ENE mesurées sont comprises entre $0,11$ et $5,42 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, elles ont
 1706 tendance à augmenter au cours du temps. Passé la période pré-traitements pendant la-
 1707 quelle les flux de l'ENE sont similaires pour les deux groupes l'ENE du groupe Contrôle
 1708 est systématiquement supérieure à celle du groupe Dessiccation (Figure 4.4–E). L'évo-
 1709 lution des deux groupes reste cependant relativement conjointe pendant la période de
 1710 mesure avec pour le groupe Dessiccation une diminution récurrente de l'ENE au début
 1711 de chaque phase de dessiccation.

1712 4.3.3 tendances générales

1713 Pour les deux expérimentations une relation nette est visible entre le niveau de la
 1714 nappe et l'ENE qui diminue lorsque le niveau de nappe augmente (Figure 4.5–G,H).
 1715 La relation inverse est visible, pour les deux expérimentations, entre la RE et le niveau
 1716 de la nappe (Figure 4.5–C,D). La PPB ne montre aucune tendance quelle que soit
 1717 l'expérimentation. On peut noter que les valeurs de PPB les plus faibles correspondent
 1718 aux niveaux de nappe les plus élevés(Figure 4.5–E,F). Pour le méthane, que ce soit
 1719 pour l'expérimentation A ou B, aucune tendance ne semble se dégager vis à vis du
 1720 niveau de la nappe (Figure 4.5–A,B).

1721 4.4 Discussion

1722 4.4.1 Comparaison aux mesures *in-situ*

1723 Les flux moyen de CH_4 mesurés dans les mésocosmes des deux expérimentations
 1724 font partie des valeurs hautes mesurées sur le terrain. Certaines campagnes dépassent
 1725 nettement, en faisant plus que doubler, le maximum de $0,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ mesuré en
 1726 2014 sur la tourbière de La Guette.

1727 Pour le CO_2 les flux sont généralement dans la gamme des valeurs mesurées sur

4.4. Discussion

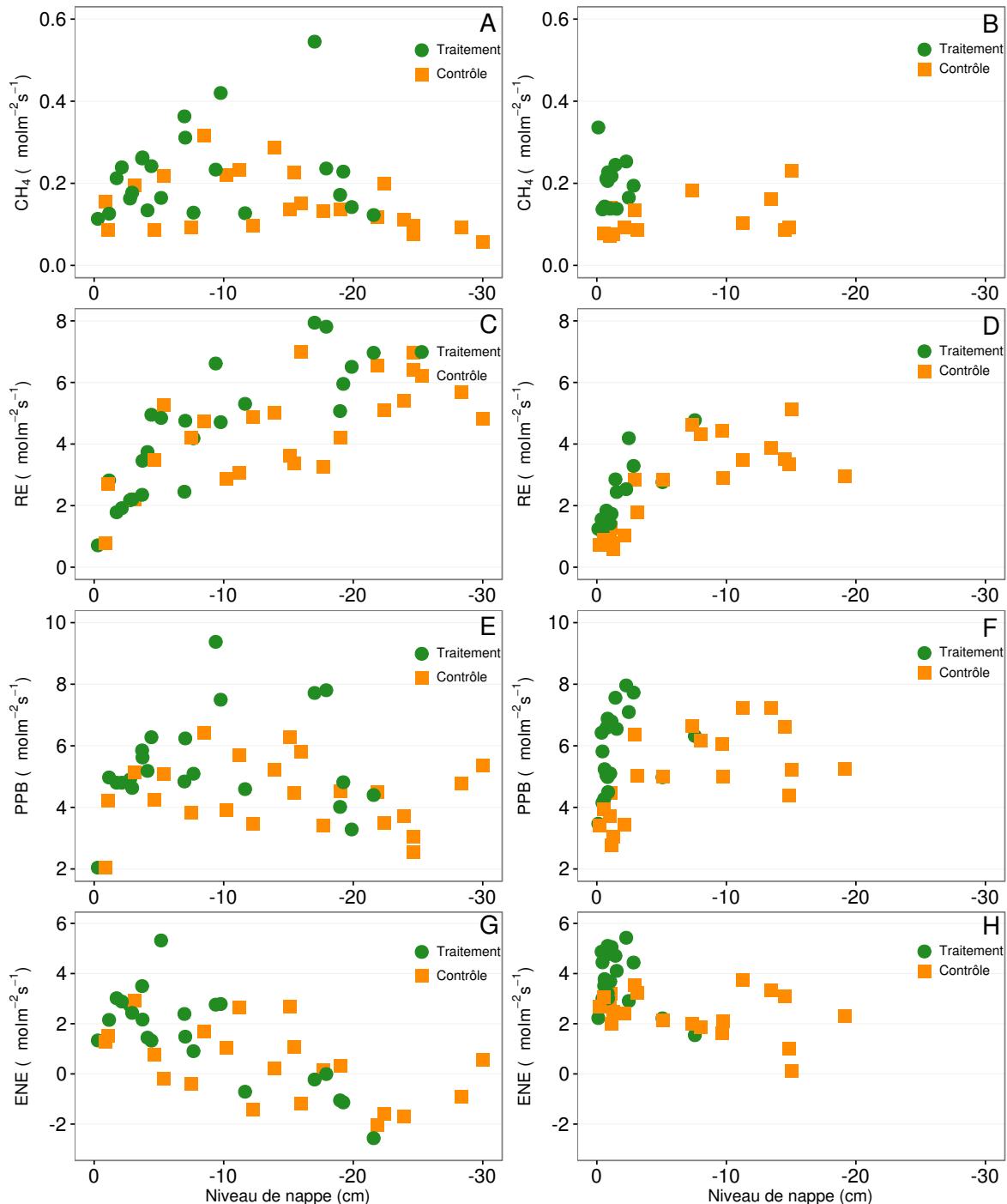


FIGURE 4.5 – Relations entre les flux de GES et le niveau de la nappe

la tourbière de La Guette. Pour l'expérimentation A, l'ENE moyen est plus faible que celui mesuré sur le terrain la même année : $0,81 \text{ contre } 2,85 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. 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 $7,5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 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 sphagnoles ([Rydin et Jeglum, 2013b](#); [Ketcheson et Price, 2014](#)). Il résulte des constats précédents qu'une

4.4. Discussion

1756 baisse du niveau de nappe, faisant augmenter la RE et ne changeant pas ou peu la
1757 PPB, conduit à une baisse de l'ENE. Cette diminution de l'ENE est cohérente avec la
1758 littérature, que ce soit des expérimentations en mésocosmes ([Aerts et Ludwig, 1997](#);
1759 [Blodau *et al.*, 2004](#)), ou in-situ ([Bubier *et al.*, 2003](#); [Sonnentag *et al.*, 2010](#)). Malgré
1760 tout l'extrapolation de ses résultats à d'autres situations n'est pas aisée car fortement
1761 fonction du contexte. D'autre études n'ont, par exemple, pas observé d'influence du
1762 niveau de la nappe sur la RE ([Updegraff *et al.*, 2001](#)). Par ailleurs [Laiho \(2006\)](#) a
1763 montré l'importance du contexte et notamment celui de l'échelle de temps considéré
1764 qui peut impliquer des phénomènes différents et donc avoir des conséquences différentes.

1765 La dépendance entre les flux de CH₄ et le niveau de la nappe, devant conduire à une
1766 baisse des émissions quand le niveau de la nappe diminue, comme décrite dans [Aerts et](#)
1767 [Ludwig \(1997\)](#), [Pelletier *et al.* \(2007\)](#) ou [Turetsky *et al.* \(2008\)](#), n'a pas été clairement
1768 observée. Ce constat rejoins d'autres études dans lesquelles une relation inverse ou un
1769 absence de relation a été trouvé entre le CH₄ et le niveau de la nappe [Kettunen *et al.*](#)
1770 ([1996](#)); [Bellisario *et al.* \(1999\)](#); [Treat *et al.* \(2007\)](#). L'observation d'un pic de méthane
1771 suivant de quelques jours une phase de hausse du niveau de la nappe, est également
1772 rapportée par [Kettunen *et al.* \(1996\)](#). (**And so what ?**)

1773 4.4.3 Effet cycles multiples

1774 5 Variation journalière de la respiration de
1775 l'écosystème (article)

1776		
1777	5.1 Introduction	110
1778	5.1.1 Study sites	112
1779	5.1.2 Data acquisition	112
1780	5.1.3 Data synchronisation	113
1781	5.1.4 Sensitivity of ER to temperature	113
1782	5.1.5 Testing difference between daytime and nighttime ER sensitivity to temperature	114
1783	5.1.6 Physico-chemical characterisation of the peat	114
1784	5.2 Results	115
1785	5.2.1 Air temperature and ER variability	115
1786	5.2.2 ER and soil temperature synchronisation	116
1787	5.2.3 Model implementation	117
1788	5.2.4 ER and temperature relationship	118
1789	5.2.5 Q_{10} evolution	119
1790	5.2.6 Daytime and nighttime differences	121
1791	5.2.7 Peat characterisation	121
1792	5.3 Discussion	125
1793	5.3.1 ER differences between sites	125
1794	5.3.2 Time-delay between temperature and ER	126
1795	5.3.3 Synchronising ER and temperature improves ER sensitivity to temperature representation	126
1796	5.3.4 Differences between daytime and nighttime ER measurements	127
1797	5.3.5 Q_{10} sensitivity to temperature depth and synchronisation	127
1798	5.4 Conclusions	128
1799		
1800		
1801		
1802		
1803		

1804 5.1 Introduction

1805 At a global scale, Ecosystem Respiration (ER) and photosynthesis are the most
1806 important fluxes between the atmosphere and the biosphere, accounting for 98 and
1807 123 PgC yr⁻¹, respectively (Bond-Lamberty et Thomson, 2010; Beer et al., 2010). By
1808 contrast the fossil fuel and cement production flux is one order of magnitude lower, at
1809 7.8 PgC yr⁻¹ (Ciais et al., 2014). Consequently, even small variations in the ecosystem
1810 fluxes may result in substantial changes in carbon (C) storage dynamics. This can have
1811 a significant effect on the global C budget, in particular on atmospheric C concentration.
1812 The C stock in natural ecosystems is divided into two pools : vegetation, which contains
1813 450 to 650 Pg C, and the soil which contains 1500 to 2400 Pg C (Prentice et al., 2001;
1814 Eswaran et al., 1993; Batjes, 1996). Across the world, the soil organic C (SOC) pool is
1815 spatially heterogeneous in terms of source and physical conditions, leading to variable
1816 storage rates between ecosystem types. Peatlands are efficient C storage ecosystems.
1817 They cover only 3 % of the global terrestrial area, but contain from 270 to 455 Pg C as
1818 SOC, i.e. from 10 to 30 % of the world's soil C (Gorham, 1991; Turunen et al., 2002).
1819 Thus, peatlands are considered as a "hot spots" for SOC storage, and their evolution
1820 under current environmental changes deserves attention.

1821 As in many other terrestrial ecosystems, many factors affect ER variability in peat-
1822 lands : temperature, soil water content, vegetation, and substrate supply (Luo et Zhou,
1823 2006b). All these factors are thought to be affected by global change, with unknown
1824 consequences on the C balance (Limpens et al., 2008). ER is often related to tempe-
1825 rature : either to air temperature (e.g., ?), or soil temperature. The most commonly
1826 used soil temperatures are those at -5 cm (Ballantyne et al., 2014; Görres et al., 2014)
1827 and -10 cm (Kim et Verma, 1992; Zhu et al., 2015). In some studies, different depths
1828 are used and the selected one depends on the goodness-of-fit (Günther et al., 2014;
1829 Zhu et al., 2015). All these studies use the chamber method to measure gas fluxes.
1830 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

1860 The aim of this study was (i) to highlight any time-delay at the daily timescale
1861 between ER and soil temperature at different depths in peatlands (ii) to assess the
1862 effect of synchronisation between ER and temperature in the representation of the diel
1863 ER variations (iii) to use the improved model to assess whether there is a difference
1864 between nighttime and daytime ER.

1865 5.1.1 Study sites

1866 The study was performed on four French *Sphagnum*-dominated peatlands : Berna-
1867 douze (BDZ, Ariège ; 3.75 ha, N 42°48'09", E 1°25'24", 1400 m), Frasne (FRN, Doubs ;
1868 98 ha, N 46°49'35", E 6°10'20", 836 m), Landemarais (LDM, Ille-et-vilaine ; 23 ha,
1869 N 48°26'30", E 1°10'54", 154 m), and La Guette (LGT, Cher ; 26 ha, N 47°19'44", E
1870 2°17'04", 145 m). Mean annual air temperatures and annual rainfalls were 6, 7.5, 11,
1871 11°C, and 1700, 1400, 870, 880 mm for BDZ, FRN, LDM and LGT respectively. During
1872 the measurements the water table level remained constant at to -12, -7, -35 and -9 cm
1873 for BDZ, FRN, LDM and LGT.

1874 5.1.2 Data acquisition

1875 Fieldwork was conducted between July and October 2013. In each site, four plots
1876 (replicates) with similar plant cover were chosen. Four cylindrical PVC collars (diame-
1877 ter : 31 cm, height : 15 cm) were inserted into the peat the day before beginning the
1878 measurements. For 72 hours, CO₂ fluxes were measured in the 4 plots once an hour
1879 in random order. These measurements were undertaken using a closed static cham-
1880 ber (diameter of 30.5 cm, height of 30 cm), with a GMP343 Vaisala probe. ER was
1881 measured with a transparent chamber covered by an opaque material to avoid input of
1882 photosynthetic active radiation. Inside the chamber the air was homogenized with a fan
1883 in order to minimize concentration gradients ([Pumpenan et al., 2004](#)). Measurement
1884 lasted a maximum of 5 min with CO₂ concentration recorded every 5 seconds as well
1885 as the relative humidity and the temperature inside the chamber.

1886 In each site a weather station and a data logger were set up near the plots to provide

1887 meteorological and environmental data recorded every second : surface temperature (air
 1888 temperature as close as possible to the surface : 5 cm), peat temperature (at -5, -10,
 1889 -20 and -30 cm depth), air relative humidity and solar radiation.

1890 After the 72 hours of measurements four peat cores (30 cm height and 15 cm
 1891 diameter), one for each replicate, were extracted at each site for physico-chemical cha-
 1892 racterisation.

1893 5.1.3 Data synchronisation

1894 The synchronisations between ER fluxes and temperatures were calculated for each
 1895 depth and time-delays : The acquisition frequency between temperature and ER were
 1896 different. Thus an average of the temperatures recorded during the ER measurement
 1897 time was calculated for all depths at the corresponding CO₂ flux measurement time.

1898 Then the temperature averaging procedure was repeated at 10-minute increments, until
 1899 a 24 hour shift. The 10-minute step was a compromise between precision and calculation
 1900 time. Next a correlation coefficient was calculated for each time step and temperature
 1901 measurement depth. Finally the synchronisation was determined for each depth, by
 1902 selecting the time-delay corresponding to the highest correlation coefficient. Negative
 1903 correlations caused by the phase shift were discarded.

1904 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)

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

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

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

1905 ER was estimated using air temperature, soil temperatures at -5, -10, -20 and -30

1906 cm depth with both non-synchronised and synchronised datasets. Calculations were
1907 implemented in R, and modelled data were adjusted to measured data using Ordinary
1908 Least Squares (OLS). The goodness-of-fit was estimated by calculating the regression
1909 coefficient (R^2) and the root mean square error normalized by the mean (NRMSE).

1910 5.1.5 Testing difference between daytime and nighttime ER 1911 sensitivity to temperature

1912 To test whether the relationship between ER and temperature differed during day-
1913 time and nighttime, the dataset was split into two groups which were then compared.
1914 The data between 10 am and 5 pm were considered as representative of the day and
1915 data between 11 pm and 6 am as representative of the night. Only the air temperature
1916 and the -5 cm depth peat temperature (with synchronised and non-synchronised data)
1917 were investigated as they provide the best ER representation. The data for day and
1918 night were centred to account for natural differences in measurement, since : during
1919 the day both temperature and ER are higher than in the night. Using these centred
1920 data, ratios between ER and temperatures were calculated. Finally a paired Student's
1921 t test was applied on the mean of the replicate for each site and each temperature to
1922 assess the significance of the differences between day and night measurements.

1923 5.1.6 Physico-chemical characterisation of the peat

1924 In the laboratory, two peat cores from each site were immersed in water during 24
1925 hours to saturate the pores. Then, the cores were soaked overnight to get rid of the
1926 water filling the effective porosity. At 5 cm steps, a piece of peat with a known volume
1927 (V , cm^3) was cut and weighed (W_1 , g). Then, the samples were dried at 50°C for 48
1928 hours and weighed (W_2 , g). Total porosity (Φ_T , dimensionless), retention porosity (Φ_R ,
1929 dimensionless), effective porosity (Φ_E , dimensionless) and bulk density (Bd , g cm^{-3})
1930 were calculated as follows :

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

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

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

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

¹⁹³¹ Peat density (ρ_{peat}) was set at 1.45 according to [Kennedy et Price \(2005\)](#). Then
¹⁹³² the peat was crushed and C, H, N and S analyses were performed with an elemental
¹⁹³³ analyser (Thermo Flash analyser).

¹⁹³⁴ 5.2 Results

¹⁹³⁵ 5.2.1 Air temperature and ER variability

¹⁹³⁶ Mean surface air temperatures were about 14-15 °C for all sites, except for LGT
¹⁹³⁷ which was 20.8 ± 7.4 °C, ([Figure 5.1 – H](#)). The lowest mean temperature and amplitude
¹⁹³⁸ were found at BDZ : 14.4 ± 3.3 °C ([Figure 5.1 – E](#)). In LDM and FRN, the mean surface
¹⁹³⁹ air temperatures were respectively 14.9 ± 8.7 °C and 15.0 ± 10.3 °C ([Figure 5.1 – F](#),
¹⁹⁴⁰ G) Surface air temperature was the highest in FRN.

¹⁹⁴¹ At -5 cm depth, BDZ and LGT had lower mean temperatures than at the surface :
¹⁹⁴² 14.1 ± 1.5 °C and 20.3 ± 1.7 °C respectively, whereas the opposite was observed in FRN
¹⁹⁴³ and LDM with 16.3 ± 2.4 °C and 15.9 ± 1.0 °C respectively. Mean soil temperatures
¹⁹⁴⁴ were still higher at -10 cm for both sites, but only in LDM at -20 cm. At -30 cm
¹⁹⁴⁵ the soil temperature amplitude ranged from 0.2 in LDM to 0.6 in LGT and FRN.
¹⁹⁴⁶ Overall conditions were warmer in LGT than in the other sites and LDM, despite a
¹⁹⁴⁷ large amplitude of surface air temperature, had a particularly low soil temperature
¹⁹⁴⁸ amplitude.

5.2. Results

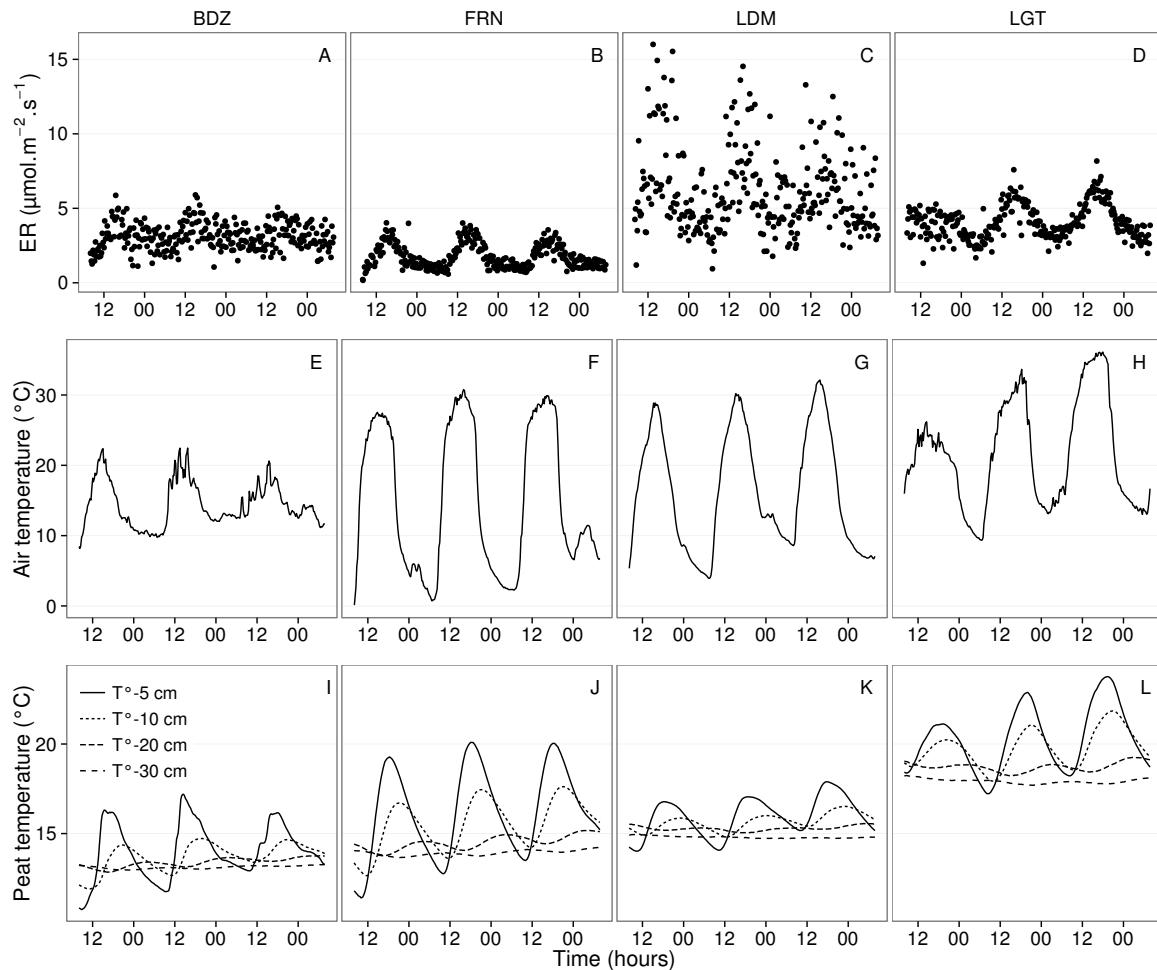


FIGURE 5.1 – Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).

1949 In terms of ER, mean and variability were the lowest in FRN among all sites (1.75
 1950 $\pm 0.83 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, Figure 5.1 – B). The highest variability and mean ER ($6.13 \pm$
 1951 $2.81 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, Figure 5.1 – C) were observed in LDM. On this site replicates had
 1952 different behaviours even though they were close to each other and in a similar environ-
 1953 ment. In BDZ and LGT, ER mean values were 3.12 ± 0.92 and $4.10 \pm 1.15 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
 1954 respectively (Figure 5.1 – A, B)

1955 5.2.2 ER and soil temperature synchronisation

1956 Figure 5.1 shows that the deeper the temperature was measured, the greater the
 1957 shift with respect to ER. Taking this shift into account by synchronising soil tempera-
 1958 tures with ER led to a significant positive linear correlation between the temperature

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

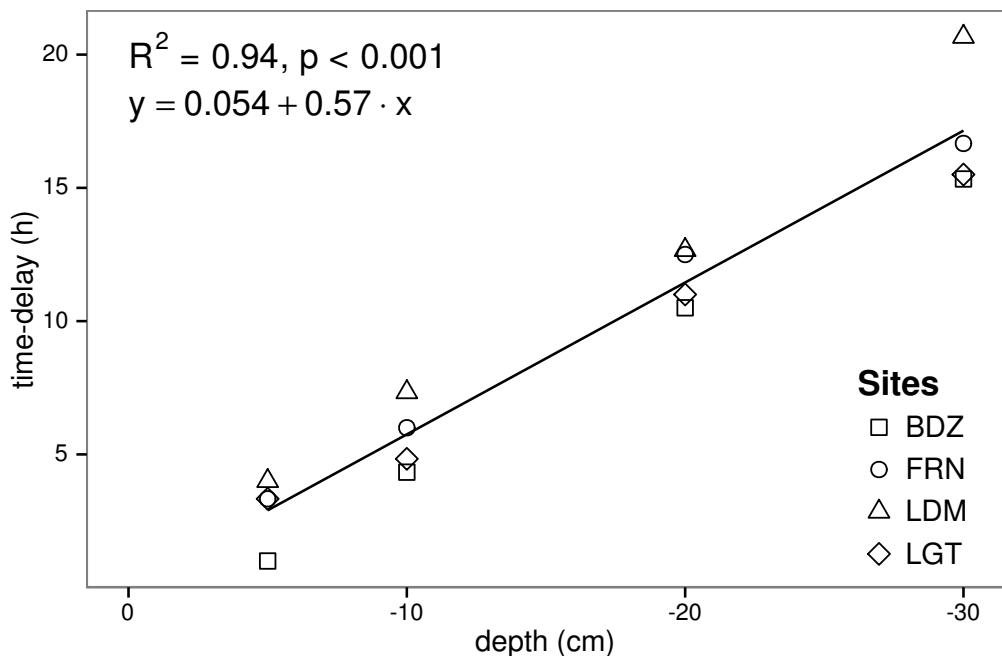


FIGURE 5.2 – Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT)

5.2.3 Model implementation

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

5.2. Results

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

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

5.2.4 ER and temperature relationship

The relationship between air temperature and ER, using the exponential model, was better in LGT and FRN ($R^2 > 0.55$) than in LDM and LDM ($R^2 < 0.35$) (Table 5.1).

Nevertheless in all sites and with both linear and exponential models, using synchronised soil temperatures gave a better account of the ER variability than their non-synchronised counterparts (Figure 5.3). The goodness of fit (R^2) increased on average by 0.26 to 0.35 at -5 cm and -10 cm depth respectively. The degree of improvement varied however between sites. For instance, at -5 cm depth R^2 between synchronised and non-synchronised models increased by only 0.04 in BDZ while it increased by 0.47 in FRN. The improvement gained by using synchronised data was higher at -5 cm and -10 cm than at deeper layers, with 0.12, 0.11 on average for -20 and -30 cm depth (Figure 5.3).

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

5.2.5 Q_{10} evolution

The Q_{10} stood between 0 and 2.5 for non-synchronised data with a maximum at -5 cm depth. Average values were 1.4, 2.4 and 1.3, at the surface, -5 and -10 cm depth respectively (Figure 5.4). Average Q_{10} values at the surface and -10 cm depth were very similar. However there was much more variability at -10 cm depth, where the

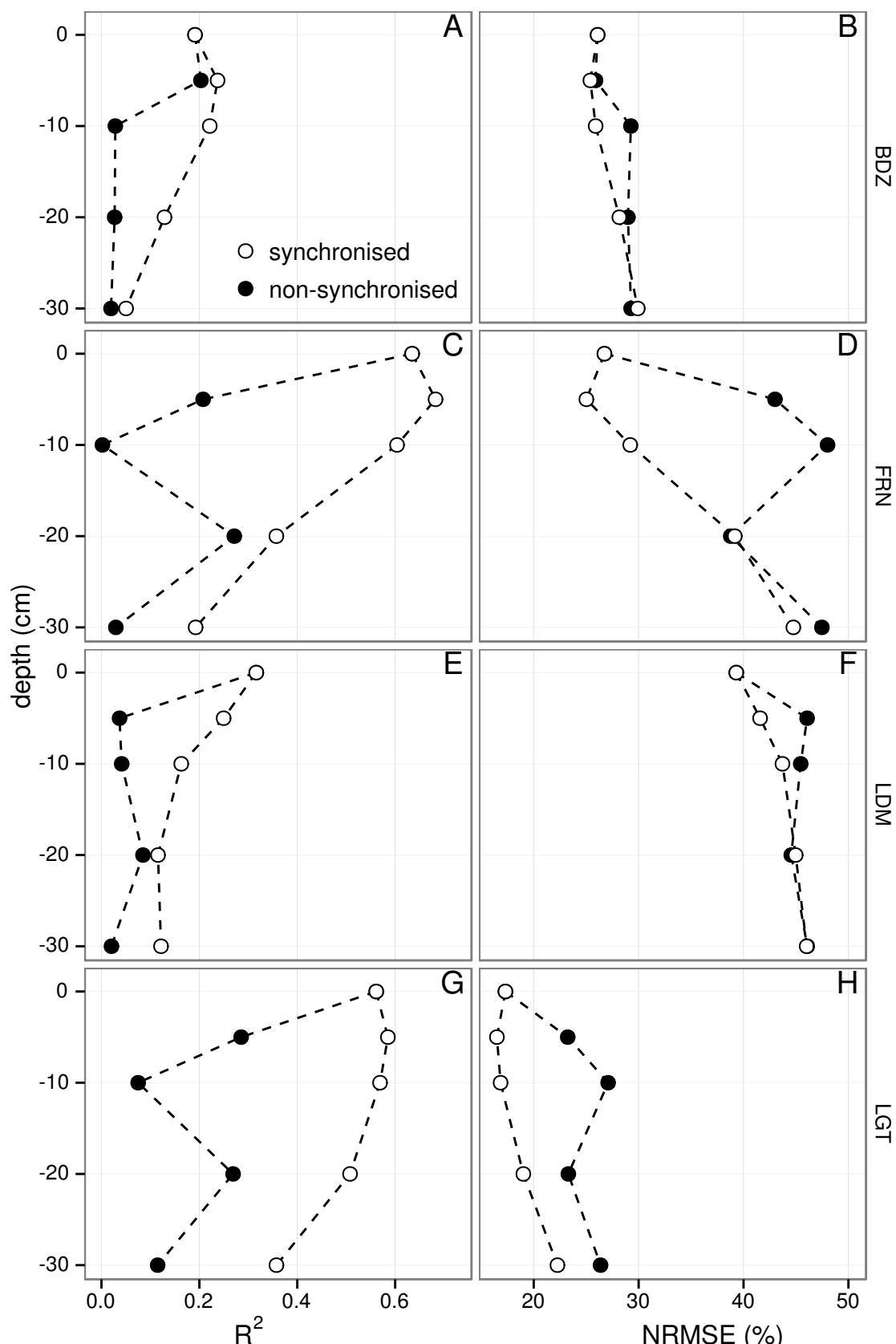


FIGURE 5.3 – Profile of R^2 and NRMSE, (RMSE, normalized by the mean), with depth, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT) using the exponential model.

values ranged from 0.1 to 2.1, than at the surface where the values stood between 1.3 and 1.5. Beyond -10 cm depth Q_{10} values fell almost to 0, while for non-synchronised data Q_{10} values greatly increased with depth, reaching meaningless values. Q_{10} values estimated with surface temperature were very similar between sites with an average of 1.4 (Figure 5.4). It increased to about 2.5 at -5 cm depth, with both synchronised and non-synchronised data. Below this depth, Q_{10} estimated with both methods either decreased downwards (non-synchronised) or increased (synchronised data) to unrealistic values (Figure 5.4).

5.2.6 Daytime and nighttime differences

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

5.2.7 Peat characterisation

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

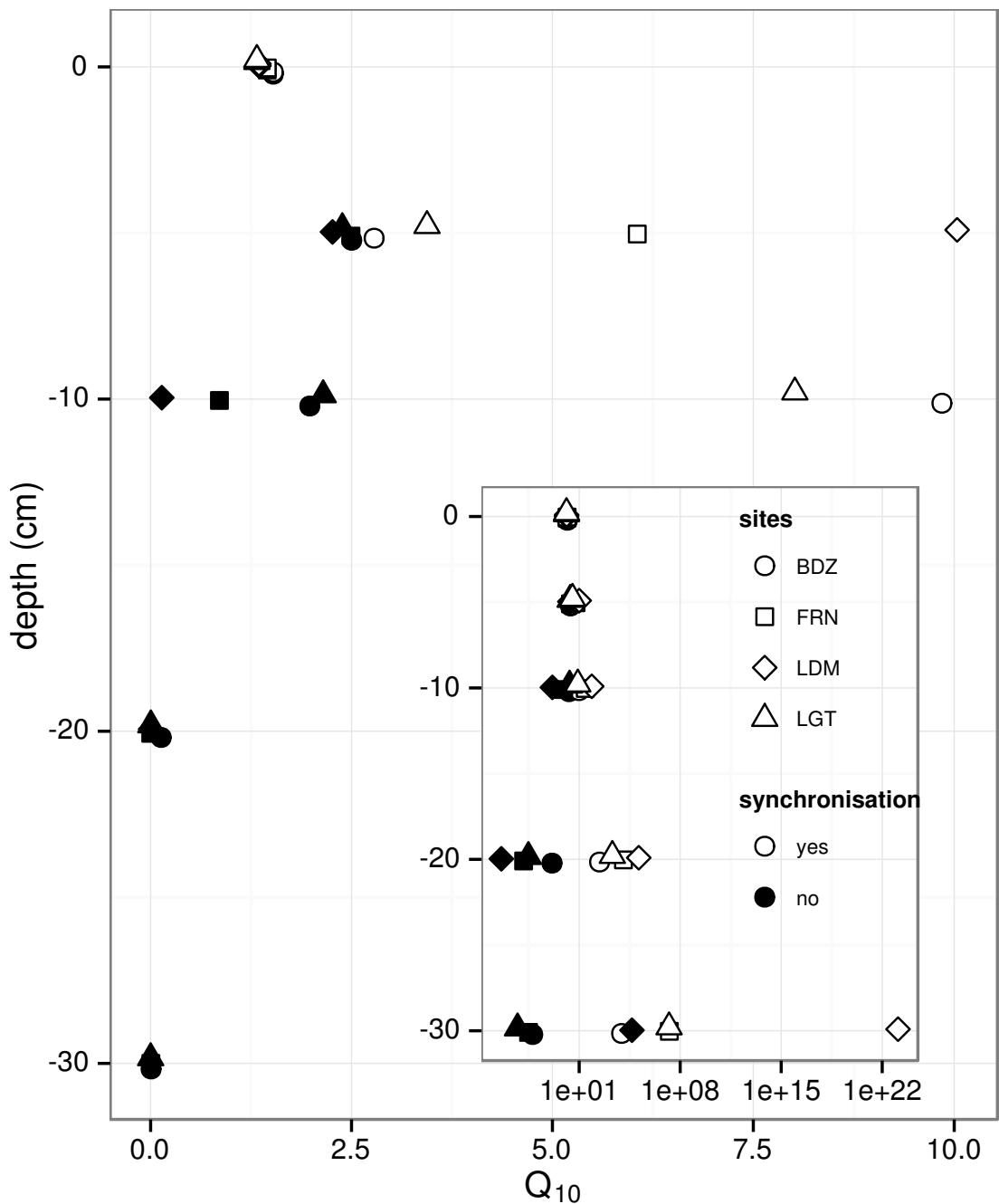


FIGURE 5.4 – Profile of Q_{10} with depth for synchronised (white) and non synchronised (black) data and exponential model in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).

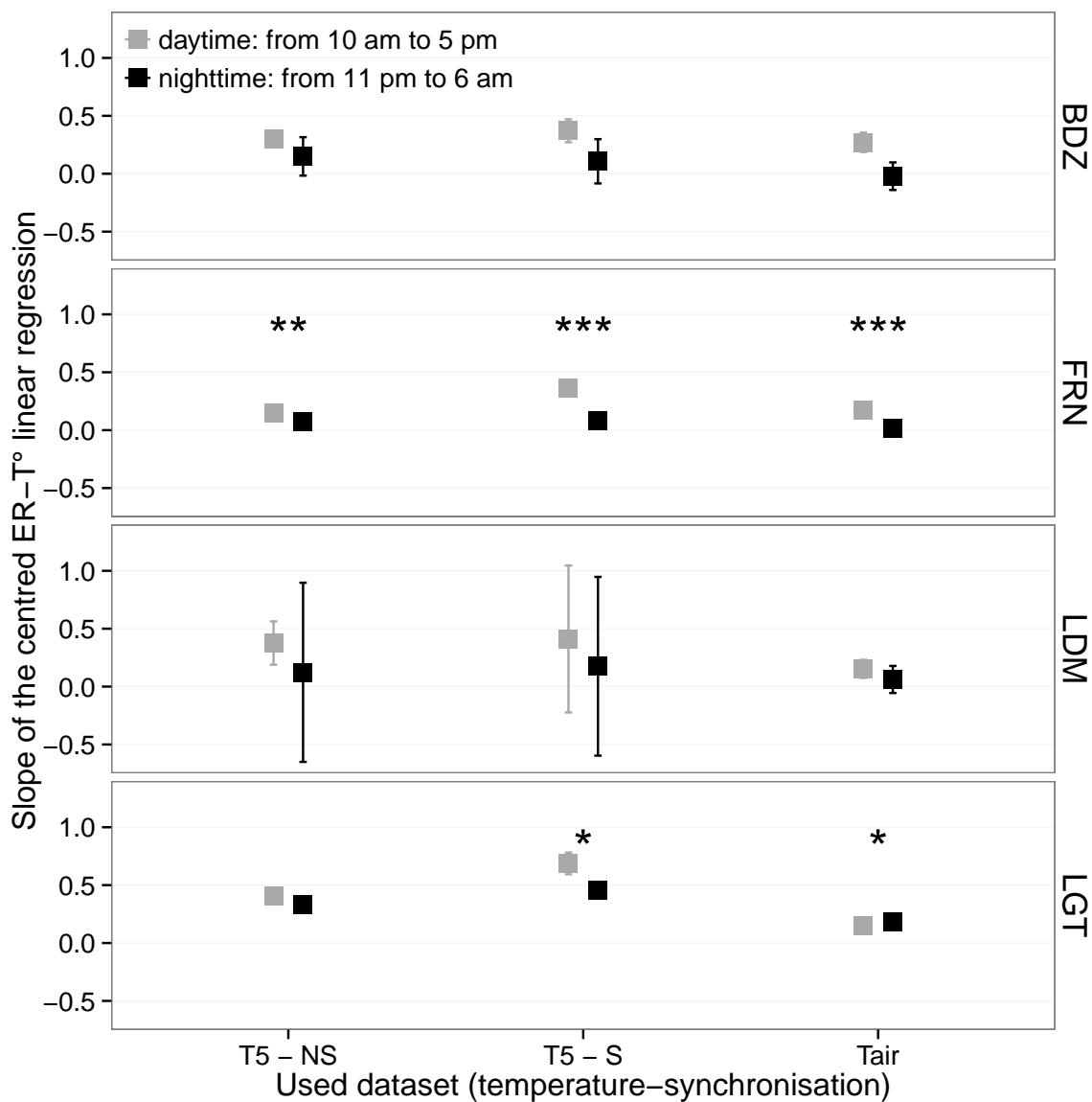


FIGURE 5.5 – Differences between daytime and nighttime measurements using 3 models : non-synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – NS), synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – S), and non-synchronised data at air temperature (Tair).

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

level	N	C	H	S	Φ_T	Φ_R	Φ_E	solid	Bd
Bernadouze									
0–5	1.76	41.84	6.05	0.05	0.99	0.47	0.52	0.01	0.03
5–10	1.99	43.99	6.18	0.07	0.97	0.78	0.19	0.03	0.06
10–15	2.28	45.38	6.35	0.10	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

2032 5.3 Discussion

2033 5.3.1 ER differences between sites

2034 The ER fluxes calculated in the 4 sites were in the same order of magnitude as those
2035 of peatlands found in the literature. ?, for instance, found ER values ranging from 2
2036 to 5 during the same period as this study, i.e. July to October 2004. In the present
2037 study, the models performed poorly in 2 sites, BDZ and LDM. For BDZ, amplitudes of
2038 both ER and temperatures were low (Figure 5.1 – A, E) making the representation of
2039 ER possible only on a short temperature span. With such low ranges of both ER and
2040 temperature, it can be assumed that ER variability was due to the variability between
2041 plots. For LDM, the ER fluxes were measured in plots that were more heterogeneous
2042 than expected, resulting in strong variability (Figure 5.1 – C). This observation is
2043 consistent with the high NRMSE value calculated for this site (39.3 % for BDZ against
2044 26.1 % for LDM) whereas the R^2 values for these two sites were close, 0.19 and 0.32
2045 for BDZ and LDM respectively, using surface air temperature and an exponential
2046 relationship. It is noteworthy that in FRN the NRMSE values were high with respect
2047 to R^2 values. This result can be explained by the fact that the mean ER flux was
2048 low ($1.75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) and thus had a strong influence on NRMSE as we used mean
2049 normalization. Finally at -20 cm depth, models using non-synchronised data showed,
2050 an increase in R^2 and a decrease in NRMSE which was more or less observable in
2051 the different sites : clearly in FRN, LGT and to a lesser extent in LDM, but barely
2052 perceivable in BDZ. At this depth the temperature and the ER signal phases are
2053 opposed making the non-synchronised models better at representing ER than at -10
2054 or -30 centimetres but with a reverse relationship. The ER fluxes thus show different
2055 behaviours either in their amplitude or in their homogeneity

2056 5.3.2 Time-delay between temperature and ER

2057 Time-delays between soil temperatures and ER occur in *Sphagnum*-dominated peat-
2058 lands. They occur even close to the soil surface and increase with depth. The relation-
2059 ship between time-delays and depth was similar in all the studied sites although LDM
2060 had slightly higher time-delays. The overall delay observed in peat soils, 0.57 hours
2061 per centimetre, was higher than those found by [Pavelka et al. \(2007\)](#) in a forest and
2062 in a grassland ecosystem and by [Parkin et Kaspar \(2003\)](#) on two agricultural soils (0.4
2063 and 0.5 hours per centimetre respectively). This is coherent with the fact that peat soil
2064 has a lower thermal diffusivity than mineral soils ([Farouki, 1981; Arya, 2001](#)). LDM
2065 was the only site with a slightly higher slope especially at -30 cm. This was expected
2066 as soil diffusivity increases with wetness ([Hillel, 2003](#)) and LDM was the site with the
2067 lowest water table level. This was confirmed by thermal conductivity measurements
2068 conducted on the peat cores (data not shown). Overall, it should be noted that the
2069 time-delays were similar in all the studied sites despite their variability in terms of ER
2070 fluxes.

**2071 5.3.3 Synchronising ER and temperature improves ER sensi-
2072 vity to temperature representation**

2073 In spite of the importance of lags between physical phenomena and biological
2074 activities ([Vargas et al., 2010](#)), few studies have addressed the effect of time-delays bet-
2075 ween soil temperature and global biological activity (ER) at the daily timescale. At this
2076 scale, we showed in peatlands that using synchronised data improved the representation
2077 of the temperature sensitivity of ER. The improvement provided by synchronisation
2078 was evidenced at shallow depth. The best goodness-of-fit obtained with synchronised
2079 data and models using one temperature, was found at -5 cm depth. These observations
2080 are in agreement with those of [Pavelka et al. \(2007\)](#) who also found a decreasing ef-
2081 fect of synchronisation with depth. Such a lesser depth effect could be explained by
2082 a simultaneous decrease in temperature amplitude. Because the goodness-of-fit of the

2083 non-synchronised data increases at -20 cm, the synchronisation effect strongly decreases
2084 at this depth. This pattern is visible, with various amplitudes, in the different sites.
2085 It is explained by the 12 h time-delay (Figure 5.2) corresponding to a phase inversion
2086 that occurs at this depth between the ER and the daily temperature courses. Such a
2087 phase inversion was found deeper, at -30 cm by [Pavelka et al. \(2007\)](#), due to a higher
2088 temperature diffusivity in mineral soils. Finally in our study these models, using syn-
2089 chronised -5 cm depth temperature, show slightly higher R^2 and lower NRMSE values
2090 than those using surface air temperature.

2091 5.3.4 Differences between daytime and nighttime ER measure- 2092 ments

2093 The significant differences observed between daytime and nighttime measurements
2094 corroborate other studies in which these differences were found using chamber tech-
2095 niques ([Juszczak et al., 2012](#); [Darenova et al., 2014](#)). The fact that some sites show
2096 significant differences (FRN and LGT) and not others (BDZ and LDM) seems to be
2097 linked to the variability between plots and temperature amplitude. When temperature
2098 amplitude was low, most of the variability originated from spatial variability between
2099 plots. This was also corroborated by a test done on LGT where we calculated the day
2100 and night differences only on the last two days when temperature amplitude was the
2101 greatest. As a result the significance increased from $p < 0.05$ to $p < 0.01$ for the syn-
2102 chronised model using -5 cm depth temperature and the differences observed in the
2103 model using air temperature were no longer significant any more ($p > 0.05$).

2104 5.3.5 Q_{10} sensitivity to temperature depth and synchronisation

2105 In shallow layers (≤ 10 cm), the Q_{10} values calculated with non-synchronised data
2106 in the ranges that are usually reported, i.e. between 1.3 to 3.3 ([Raich et Schlesinger,](#)
2107 [1992](#)). At deeper levels in the peat profile (≥ 10 cm), they reach 0 as the relationship
2108 between ER and the temperature weakens, and is not compensated by a long term

5.4. Conclusions

evolution. A similar behaviour was found by [Pavelka *et al.* \(2007\)](#) even if this Q_{10} decrease with depth is not usually seen and most studies show the opposite, namely an increase in Q_{10} values with depth ([Graf *et al.*, 2008](#)). This apparent contradiction may be explained by the length of the study. Because of its short duration, the effect of the time-delays on ER were preponderant over the temperature effect. Synchronisation also led to meaningless high Q_{10} values because synchronisation can explain a higher proportion of ER flux with a smaller temperature variation. Temperature amplitude decreases with depth because of soil dampening.

[2117](#) 5.4 Conclusions

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

²¹³⁵ Acknowledgements

²¹³⁶ The work was funded as part of the Peatland National Observatory Service (Service
²¹³⁷ national d'observation Tourbières, certified by the CNRS/INSU) as the four studied
²¹³⁸ sites are part of this Service. The authors are also indebted to the site managers for
²¹³⁹ permitting access to the studied peatlands. We also acknowledge support from Labex
²¹⁴⁰ VOLTAIRE (ANR-10-LABX-100-01). Finally we would like to thank Elizabeth Rowley-
²¹⁴¹ Jolivet for corrections to the manuscript.

²¹⁴² Synthèse et perspectives

5.5. Bilan du bilan (de C) ?

2143 L'étude des flux de carbone dans les écosystèmes tourbeux est complexe car assu-
2144 jetti à des facteurs de contrôle dont la prépondérance varie fortement selon l'échelle
2145 considérée et les conditions environnementales.

2146 5.5 Bilan du bilan (de C) ?

2147 Malgré tout les observations réalisées sur la tourbière de La Guette ont permis de
2148 mettre en évidence des flux de CO₂ particulièrement fort que ce soit pour la RE ou la
2149 PPB. Cette force des flux de CO₂ est probablement liée à sa situation géographique
2150 locale et globale : une tourbière de plaine située à basse latitude et à ses problématiques
2151 de drainage et d'envahissement par une végétation vasculaire. Ainsi la saisonnalité plus
2152 faible qu'en montagne permet aux flux de rester fort pendant une période de l'année
2153 plus importante. Ces flux importants entraînent des variations forte en terme de bilan
2154 selon les méthodologies employées, il est cependant probable que la tourbière de La
2155 Guette fonctionne actuellement comme une source de carbone.

2156 La prise en compte de la végétation reste une difficulté importante, l'observation
2157 répétée nécessitant des mesures non destructives, souvent imprécises ou très coûteuses
2158 en temps. Paradoxalement les zones de la tourbières fonctionnant en puits de carbone
2159 sont celle où les herbacées sont dominantes.

2160 5.5.1 RE : modélisation vs mesures

2161 Les estimations des flux de la tourbière de La Guette par les modèles du chapitre 3
2162 peuvent être comparées aux données acquises sur le même site lors d'autres expérimen-
2163 tations. Ceci notamment grâce à l'utilisation de méthodes de mesures identiques sur
2164 l'ensemble de ces travaux. Ainsi si l'on compare la RE estimée à l'aide du modèle RE-1
2165 (chapitre 3) aux données acquises à haute fréquence (chapitre 5) on observe un écart
2166 important entre les valeurs mesurées et celles estimées par le modèle (Figure 5.6). Pour
2167 expliquer cet écart on peut considérer les deux points suivants :

2168 Premier point, on compare un modèle qui prend en compte la variabilité spatiale du
 2169 site (une partie au moins, à travers les vingt points qui ont servi à calibrer le modèle)
 2170 à des mesures réalisées sur quatre embases dans une zone restreinte de la tourbière (20
 2171 x 20 m). Ces quatre points ayant une représentativité spatiale limitée. Cet écart peut
 2172 donc être en partie le reflet de la variabilité spatiale des flux dans la tourbière. Cet
 2173 argument est soutenu par les mesures de RE réalisées le 24 et le 25 juillet 2013, soit
 2174 5 jours avant les mesures haute fréquence et dont la gamme de valeur est comprise
 2175 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
 2176 estimations du modèle RE-1 restent d'ailleurs majoritairement dans cette gamme de
 2177 valeurs. Par ailleurs, la placette p04 (Figure 3.1) la plus proche des mesures haute
 2178 fréquences, est dans la gamme basse des flux que ce soit pour la campagne du 24-
 2179 25 juillet : troisième flux le plus faible mesuré ($6,1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) ou en moyenne sur
 2180 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
 2181 de l'ensemble des placettes valant $3,77 \pm 2,89 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

2182 Second point, le modèle est calibré à partir de moyennes des flux par campagne de
 2183 mesure (Figure 3.9b). Ces moyennes sont comprises entre $0,69 \pm 0,27$ et $9,43 \pm 3,48 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$,
 2184 par conséquent les estimations des modèles, dont RE-1, en dehors de cette gamme sont
 2185 du domaine de l'extrapolation et donc à considérer avec précaution.

2186 Ces deux points considérés, il semble que les estimations du modèle RE-1, malgré
 2187 les écarts que l'on peut observer, restent cohérentes avec les mesures effectuées aux
 2188 différentes échelles. Cette comparaison montre également l'importance de la variabilité
 2189 spatiale des flux dans les tourbières et la difficulté qu'il peut y avoir à la prendre en
 2190 compte de façon satisfaisante.

2191 5.6 L'hydrologie

2192 L'effet de la restauration hydrologique de la tourbière de La Guette n'a pas pu
 2193 être mis en évidence de part une pluviométrie forte et un niveau de nappe toujours

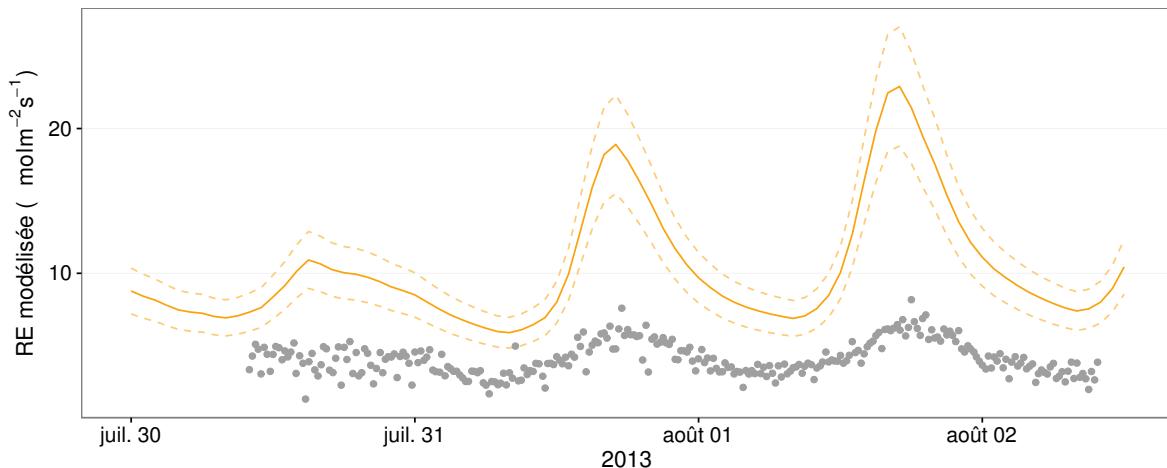


FIGURE 5.6 – Comparaison entre les valeurs estimées par le modèle RE-1 et les mesures faites à haute fréquence sur le site du 30 juillet au 2 août 2013

₂₁₉₄ important. Les expérimentations

₂₁₉₅ 5.6.1 Résilience de la tourbe par rapport aux 2 années sèches ₂₁₉₆ qui précédent le BdC

₂₁₉₇ (lien chap 3 et 4)

₂₁₉₈ Les prendre en compte améliorerait-il les modèles

₂₁₉₉ modèles globaux ? **limitations des équations** : Plus généralement, la majorité
₂₂₀₀ des tourbières sont sous la neige une partie de l'année, ce qui n'arrive que rarement sur
₂₂₀₁ la tourbière de La Guette et une partie possède également des zones d'eau libre, qui
₂₂₀₂ n'existent pas sur ce site.

₂₂₀₃ modèles globaux et profondeur de tourbe

₂₂₀₄ 5.7 Ouverture vers d'autre méthodes de me-

₂₂₀₅ sures

₂₂₀₆ — chambre automatique (lien chap 5, et chap 3 ?)

₂₂₀₇ — tour eddy covariance (lien chap 5 et chap 3 ?)

²²⁰⁸ 5.8 perspectives

²²⁰⁹ La suite du projet CARBIODIV permettra peut être de mettre en évidence l'effet
²²¹⁰ de la restauration.

²²¹¹ Un partenariat avec le LSCE commencé pendant ces travaux devra permettre de
²²¹² valoriser ces données à des échelles plus importante. Des données on d'ors et déjà été
²²¹³ envoyée à Chloé XX qui développe un code "tourbière" dans le modèle ORCHIDEE.

²²¹⁴ L'installation prochaine d'une tour eddy covariance sur le site permettra de com-
²²¹⁵ parer ce bilan à des mesures plus haute fréquence.

²²¹⁶ 5.9 idées

²²¹⁷ L'amélioration du protocole de végétation (RVI?)

²²¹⁸ Amélioration des chambres (contrôle de la température ? de la vitesse du ventila-
²²¹⁹ teur ? plus grande ? aquisition automatisée du PAR sur la chambre)

²²²⁰ l'inclusion des arbres

²²²¹ Correction du volume par pondération de la surface

²²²² Utilisation de chambres automatiques/EC

²²²³ Humidité du sol

²²²⁴ Propriétés physique de la tourbe (en cours)

2225

Bibliographie

- 2226 AERTS, R. et LUDWIG, F. (1997). Water-table changes and nutritional status affect
2227 trace gas emissions from laboratory columns of peatland soils. *Soil Biology and*
2228 *Biochemistry*, 29(11–12):1691–1698.
- 2229 ALM, J., SAARNIO, S., NYKÄNEN, H., SILVOLA, J. et MARTIKAINEN, P. (1999). Winter
2230 CO₂, CH₄ and N₂O fluxes on some natural and drained boreal peatlands. *Biogeo-*
2231 *chemistry*, 44(2):163–186.
- 2232 ALM, J., TALANOV, A., SAARNIO, S., SILVOLA, J., IKKONEN, E., AALTONEN, H.,
2233 NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1997). Reconstruction of the carbon balance
2234 for microsites in a boreal oligotrophic pine fen, Finland. *Oecologia*, 110:423–431.
- 2235 ANDREJKO, M. J., FIENE, F. et COHEN, A. D. (1983). Comparison of ashing techniques
2236 for determination of the inorganic content of peats. In *Testing of Peats and Organic*
2237 *Soils : A Symposium*, volume 820, pages 5–10. ASTM International.
- 2238 ARCHER, D., EBY, M., BROVKIN, V., RIDGWELL, A., CAO, L., MIKOŁAJEWICZ, U.,
2239 CALDEIRA, K., MATSUMOTO, K., MUNHOVEN, G., MONTENEGRO, A. et OTHERS
2240 (2009). Atmospheric lifetime of fossil fuel carbon dioxide. *Annu. Rev. Earth Planet.*
2241 *Sci.*, 37(1):117.
- 2242 ARYA, S. P. (2001). *Introduction to Micrometeorology*, volume 79 de *International*
2243 *Geophysics Series*. Academic Press.
- 2244 AURELA, M., RIUTTA, T., LAURILA, T., TUOVINEN, J.-P., VESALA, T., TUITILA,
2245 E.-S., RINNE, J., HAAPANALA, S. et LAINE, J. (2007). CO₂ exchange of a sedge fen
2246 in southern Finland—the impact of a drought period. *Tellus B*, 59(5):826–837.
- 2247 BALLANTYNE, D. M., HRIBLJAN, J. A., PYPKER, T. G. et CHIMNER, R. A. (2014).
2248 Long-term water table manipulations alter peatland gaseous carbon fluxes in nor-
2249 thern Michigan. *Wetlands Ecol. Manage.*, 22(1):35–47.
- 2250 BATJES, N. H. (1996). Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *Eur. J. Soil*
2251 *Sci.*, 47(2):151–163.
- 2252 BEER, C., REICHSTEIN, M., TOMEILLERI, E., CIAIS, P., JUNG, M., CARVALHAIS, N.,
2253 RÖDENBECK, C., ARAIN, M. A., BALDOCCHI, D., BONAN, G. B., BONDEAU, A.,
2254 CESCATTI, A., LASSLOP, G., LINDROTH, A., LOMAS, M., LUSSAERT, S., MARGO-
2255 LIS, H., OLESON, K. W., ROUPSARD, O., VEENENDAAL, E., VIOVY, N., WILLIAMS,
2256 C., WOODWARD, F. I. et PAPALE, D. (2010). Terrestrial Gross Carbon Dioxide Up-
2257 take : Global Distribution and Covariation with Climate. *Science*, 329(5993):834–838.
- 2258 BELLISARIO, L. M., BUBIER, J. L., MOORE, T. R. et CHANTON, J. P. (1999). Controls
2259 on CH₄ emissions from a northern peatland. *Global Biogeochemical Cycles*, 13(1):81–
2260 91.

- 2261 BLODAU, C. (2002). Carbon cycling in peatlands. A review of processes and controls.
2262 *Environmental Reviews*, 10(2):111–134.
- 2263 BLODAU, C., BASILIKO, N. et MOORE, T. R. (2004). Carbon turnover in peatland
2264 mesocosms exposed to different water table levels. *Biogeochemistry*, 67(3):331–351.
- 2265 BOND-LAMBERTY, B. et THOMSON, A. (2010). Temperature-associated increases in
2266 the global soil respiration record. *Nature*, 464(7288):579–582.
- 2267 BORTOLUZZI, E., EPRON, D., SIEGENTHALER, A., GILBERT, D. et BUTTLER, A.
2268 (2006). Carbon balance of a European mountain bog at contrasting stages of re-
2269 generation. *New Phytol.*, 172(4):708–718.
- 2270 BUBIER, J. (1995). The relationship of vegetation to methane emission and hydroche-
2271 mical gradients in northern peatlands. *J Ecol*, 83(3):403–420.
- 2272 BUBIER, J., COSTELLO, A., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et SAVAGE, K. (1993).
2273 Microtopography and methane flux in boreal peatlands, northern Ontario, Canada.
2274 *Canadian Journal of Botany*, 71(8):1056–1063.
- 2275 BUBIER, J. L., BHATIA, G., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et LAFLEUR, P. M. (2003).
2276 Spatial and Temporal Variability in Growing-Season Net Ecosystem Carbon Dioxide
2277 Exchange at a Large Peatland in Ontario, Canada. *Ecosystems*, 6:353–367.
- 2278 BUBIER, J. L., CRILL, P. M., MOORE, T. R., SAVAGE, K. et VARNER, R. K. (1998).
2279 Seasonal patterns and controls on net ecosystem CO₂ exchange in a boreal peatland
2280 complex. *Global Biogeochemical Cycles*, 12(4):703–714.
- 2281 BUBIER, J. L., MOORE, T. R., BELLISARIO, L., COMER, N. T. et CRILL, P. M. (1995).
2282 Ecological controls on methane emissions from a Northern Peatland Complex in the
2283 zone of discontinuous permafrost, Manitoba, Canada. *Global Biogeochemical Cycles*,
2284 9(4):455–470.
- 2285 BUCKLAND, P. C. (1993). Peatland archaeology : a conservation resource on the edge
2286 of extinction. *Biodivers. Conserv.*, 2(5):513–527.
- 2287 CAI, T., FLANAGAN, L. B. et SYED, K. H. (2010). Warmer and drier conditions
2288 stimulate respiration more than photosynthesis in a boreal peatland ecosystem :
2289 Analysis of automatic chambers and eddy covariance measurements. *Plant Cell
2290 Environ.*, 33(3):394–407.
- 2291 CHAPIN, F., WOODWELL, G., RANDERSON, J., LOVETT, G., RASTETTER, E., BAL-
2292 DOCCHI, D., CLARK, D., HARMAN, M., SCHIMEL, D., VALENTINI, R., WIRTH, C.,
2293 ABER, J., COLE, J., GIBLIN, A., GOULDEN, M., HARDEN, J., HEIMANN, M., HO-
2294 WARTH, R., MATSON, P., MCGUIRE, A., MELILLO, J., MOONEY, H., NEFF, J.,
2295 HOUGHTON, R., PACE, M., RYAN, M., RUNNING, S., SALA, O., SCHLESINGER, W.
2296 et SCHULZE, E.-D. (2006). Reconciling carbon-cycle concepts, terminology, and me-
2297 thodology. *Ecosystems*, 9:1041–1050.
- 2298 CHAPMAN, S., BUTTLER, A., FRANCEZ, A.-J., LAGGOUN-DÉFARGE, F., VASANDER,
2299 H., SCHLOTER, M., COMBE, J., GROSVERNIER, P., HARMS, H., EPRON, D. et
2300 OTHERS (2003). Exploitation of northern peatlands and biodiversity maintenance :
2301 a conflict between economy and ecology. *Front. Ecol. Environ.*, 1(10):525–532.

- 2302 CHRISTENSEN, J. H., HEWITSON, B., BUSUIOC, A., CHEN, A., GAO, X., HELD, R.,
 2303 JONES, R., KOLLI, R. K., KWON, W. K., LAPRISE, R. et OTHERS (2007). Regional
 2304 climate projections. *Clim. Change 2007 Phys. Sci. Basis Contrib. Work. Group*
 2305 *Fourth Assess. Rep. Intergov. Panel Clim. Change Univ. Press Camb. Chapter 11*,
 2306 pages 847–940.
- 2307 CHRISTENSEN, J. H., KANIKICHLARLA, K. K., MARSHALL, G. et TURNER, J. (2013).
 2308 Climate phenomena and their relevance for future regional climate change.
- 2309 CIAIS, P., SABINE, C., BALA, G., BOPP, L., BROVKIN, V., CANADELL, J., CHHABRA,
 2310 A., DEFRIES, R., GALLOWAY, J., HEIMANN, M. et OTHERS (2014). Carbon and
 2311 other biogeochemical cycles. In *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis.*
 2312 *Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 465–570. Cambridge University Press.
- 2314 CLYMO, R. S., TURUNEN, J. et TOLONEN, K. (1998). Carbon accumulation in peat-
 2315 land. *Oikos*, pages 368–388.
- 2316 COLES, J. R. et YAVITT, J. B. (2002). Control of methane metabolism in a forested
 2317 northern wetland, New York State, by aeration, substrates, and peat size fractions.
 2318 *Geomicrobiol. J.*, 19(3):293–315.
- 2319 COLMER, T. D. (2003). Long-distance transport of gases in plants : a perspective on
 2320 internal aeration and radial oxygen loss from roots. *Plant Cell Environ.*, 26(1):17–36.
- 2321 CORNELISSEN, J. H., LANG, S. I., SOUDZILOVSKAIA, N. A. et DURING, H. J. (2007).
 2322 Comparative cryptogam ecology : a review of bryophyte and lichen traits that drive
 2323 biogeochemistry. *Ann. Bot.*, 99(5):987–1001.
- 2324 CROW, S. E. et WIEDER, R. K. (2005). Sources of CO₂ emission from a northern
 2325 peatland : root respiration, exudation, and decomposition. *Ecology*, 86(7):1825–1834.
- 2326 CURIEL YUSTE, J., JANSSENS, I. A., CARRARA, A. et CEULEMANS, R. (2004). Annual
 2327 Q₁₀ of soil respiration reflects plant phenological patterns as well as temperature
 2328 sensitivity. *Global Change Biol.*, 10(2):161–169.
- 2329 DARENOVA, E., PAVELKA, M. et ACOSTA, M. (décembre 2014). Diurnal deviations
 2330 in the relationship between CO₂ efflux and temperature : A case study. *CATENA*,
 2331 123:263–269.
- 2332 DAVIDSON, E. A., JANSSENS, I. A. et LUO, Y. (2006). On the variability of respiration
 2333 in terrestrial ecosystems : moving beyond Q₁₀. *Global Change Biol.*, 12(2):154–164.
- 2334 DINSMORE, K. J., SKIBA, U. M., BILLETT, M. F. et REES, R. M. (2009). Effect
 2335 of water table on greenhouse gas emissions from peatland mesocosms. *Plant Soil*,
 2336 318(1-2):229–242.
- 2337 ESWARAN, H., VAN DEN BERG, E. et REICH, P. (1993). Organic carbon in soils of
 2338 the world. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57(1):192–194.
- 2339 FANG, C. et MONCRIEFF, J. (2001). The dependence of soil CO₂ efflux on temperature.
 2340 *Soil Biol. Biochem.*, 33(2):155–165.

- 2341 FAROUKI, O. (1981). *Thermal properties of soils*. Series on rock and soil mechanics.
2342 Trans Tech Pub., Rockport, MA.
- 2343 FARQUHAR, G. D., VON CAEMMERER, S. et BERRY, J. A. (1980). A biochemical model
2344 of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C3 species. *Planta*, 149(1):78–90.
- 2345 FRANCEZ, A.-J. (2000). La dynamique du carbone dans les tourbières à Sphagnum,
2346 de la sphaine à l'effet de serre. *L'Année Biologique*, 39:205–270.
- 2347 FROLKING, S., TALBOT, J., JONES, M. C., TREAT, C. C., KAUFFMAN, J. B., TUIT-
2348 TILA, E.-S. et ROULET, N. (2011). Peatlands in the Earth's 21st century climate
2349 system. *Environ. Rev.*, 19(NA):371–396.
- 2350 GIRARD, M. C., WALTER, C., REMY, J. C., BERTHELIN, J. et MOREL, J. L. (2011).
2351 *Sols et Environnement, (2e édn)*, volume 28 de *Sciences Sup*. Editions Dunod : Paris,
2352 Vottem, Belgique, 2nd édition édition.
- 2353 GOGO, S., GUIMBAUD, C., LAGGOUN-DÉFARGE, F., CATOIRE, V. et ROBERT, C.
2354 (2011). In situ quantification of CH₄ bubbling events from a peat soil using a new
2355 infrared laser spectrometer. *Journal of Soils and Sediments*, 11:545–551.
- 2356 GORHAM, E. (1991). Northern Peatlands : Role in the Carbon Cycle and Probable
2357 Responses to Climatic Warming. *Ecol. Appl.*, 1(2):182–195.
- 2358 GORNALL, J. L., WOODIN, S. J., JÓNSDÓTTIR, I. S. et van der WAL, R. (2011).
2359 Balancing positive and negative plant interactions : how mosses structure vascular
2360 plant communities. *Oecologia*, 166(3):769–782.
- 2361 GÖRRES, C. M., KUTZBACH, L. et ELSGAARD, L. (2014). Comparative modeling of
2362 annual CO₂ flux of temperate peat soils under permanent grassland management.
2363 *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 186:64–76.
- 2364 GRAF, A., WEIHERMÜLLER, L., HUISMAN, J. A., HERBST, M., BAUER, J. et VEREE-
2365 CKEN, H. (2008). Measurement depth effects on the apparent temperature sensitivity
2366 of soil respiration in field studies. *Biogeosciences*, 5(3):1867–1898.
- 2367 GUIMBAUD, C., CATOIRE, V., GOGO, S., ROBERT, C., CHARTIER, M., LAGGOUN-
2368 DÉFARGE, F., GROSSEL, A., ALBÉRIC, P., POMATHIOD, L., NICOUILLAUD, B. et
2369 RICHARD, G. (2011). A portable infrared laser spectrometer for flux measurements
2370 of trace gases at the geosphere-atmosphere interface. *Measurement Science & Tech-*
2371 *nology*, 22(7):1–17.
- 2372 GUNNARSSON, U. (2005). Global patterns of Sphagnum productivity. *Journal of*
2373 *Bryology*, 27(3):269–279.
- 2374 GÜNTHER, A., HUTH, V., JURASINSKI, G. et GLATZEL, S. (2014). The effect of bio-
2375 mass harvesting on greenhouse gas emissions from a rewetted temperate fen. *GCB*
2376 *Bioenergy*, pages n/a–n/a.
- 2377 HARRIS, D. C. (2010). Charles David Keeling and the Story of Atmospheric CO₂
2378 Measurements†. *Anal. Chem.*, 82(19):7865–7870.

- 2379 HILLEL, D. (2003). Soil temperature and heat flow. In *Introduction to Environmental*
2380 *Soil Physics*. Academic Press. {DOI :10.1016/B978-012348655-4/50013-7}.
- 2381 HOBBIE, S. E. (1996). Temperature and plant species control over litter decomposition
2382 in Alaskan tundra. *Ecol. Monogr.*, 66(4):503–522.
- 2383 ISE, T., DUNN, A. L., WOFSY, S. C. et MOORCROFT, P. R. (2008). High sensitivity of
2384 peat decomposition to climate change through water-table feedback. *Nat. Geosci.*,
2385 1(11):763–766.
- 2386 JACOBS, C. M. J., JACOBS, A. F. G., BOSVELD, F. C., HENDRIKS, D. M. D., HENSEN,
2387 A., KROON, P. S., MOORS, E. J., NOL, L., SCHRIER-UIJL, A. et VEENENDAAL, E. M.
2388 (2007). Variability of annual CO₂ exchange from Dutch grasslands. *Biogeosciences*,
2389 4(5):803–816.
- 2390 JOABSSON, A., CHRISTENSEN, T. R. et WALLÉN, B. (1999). Vascular plant controls
2391 on methane emissions from northern peatforming wetlands. *Trends in Ecology &*
2392 *Evolution*, 14(10):385–388.
- 2393 JONES, M. C. et YU, Z. (2010). Rapid deglacial and early Holocene expansion of
2394 peatlands in Alaska. *PNAS*, 107(16):7347–7352.
- 2395 JOOS, F., ROTH, R., FUGLESTVEDT, J. S., PETERS, G. P., ENTING, I. G., VON BLOH,
2396 W., BROVKIN, V., BURKE, E. J., EBY, M., EDWARDS, N. R., FRIEDRICH, T., FRÖ-
2397 LICHER, T. L., HALLORAN, P. R., HOLDEN, P. B., JONES, C., KLEINEN, T., MAC-
2398 KENZIE, F. T., MATSUMOTO, K., MEINSHAUSEN, M., PLATTNER, G.-K., REISINGER,
2399 A., SEGGSCHNEIDER, J., SHAFFER, G., STEINACHER, M., STRASSMANN, K.,
2400 TANAKA, K., TIMMERMANN, A. et WEAVER, A. J. (2013). Carbon dioxide and
2401 climate impulse response functions for the computation of greenhouse gas metrics :
2402 a multi-model analysis. *Atmos. Chem. Phys.*, 13(5):2793–2825.
- 2403 JOOSTEN, H. et CLARKE, D. (2002). *Wise use of mires and peatlands*. International
2404 mire conservation group.
- 2405 JUNE, T., EVANS, J. R. et FARQUHAR, G. D. (2004). A simple new equation for the
2406 reversible temperature dependence of photosynthetic electron transport : a study on
2407 soybean leaf. *Funct. Plant Biol.*, 31(3):275–283. WOS :000220831200008.
- 2408 JUSZCZAK, R., ACOSTA, M. et OLEJNIK, J. (2012). Comparison of daytime and night-
2409 time ecosystem respiration measured by the closed chamber technique on temperate
2410 mire in Poland. *Pol. J. Environ. Stud.*, 21(3):643–658.
- 2411 KARKI, S., ELSGAARD, L., KANDEL, T. P. et LÆRKE, P. E. (2015). Full GHG balance
2412 of a drained fen peatland cropped to spring barley and reed canary grass using
2413 comparative assessment of CO₂ fluxes. *Environ Monit Assess*, 187(3):1–13.
- 2414 KAUFMAN, D. S., AGER, T. A., ANDERSON, N. J., ANDERSON, P. M., ANDREWS,
2415 J. T., BARTLEIN, P. J., BRUBAKER, L. B., COATS, L. L., CWYNAR, L. C., DUVALL,
2416 M. L., DYKE, A. S., EDWARDS, M. E., EISNER, W. R., GAJEWSKI, K., GEIRSDÓT-
2417 TIR, A., HU, F. S., JENNINGS, A. E., KAPLAN, M. R., KERWIN, M. W., LOZHKNIN,
2418 A. V., MACDONALD, G. M., MILLER, G. H., MOCK, C. J., OSWALD, W. W., OTTO-
2419 BLIESNER, B. L., PORINCHU, D. F., RÜHLAND, K., SMOL, J. P., STEIG, E. J. et

- 2420 WOLFE, B. B. (2004). Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180°W).
2421 *Quaternary Science Reviews*, 23(5–6):529–560.
- 2422 KENNEDY, G. W. et PRICE, J. S. (février 1, 2005). A conceptual model of volume-
2423 change controls on the hydrology of cutover peats. *J. Hydrol.*, 302(1–4):13–27.
- 2424 KETCHESON, S. J. et PRICE, J. S. (2014). Characterization of the fluxes and stores of
2425 water within newly formed Sphagnum moss cushions and their environment. *Ecohydrology*,
2426 7(2):771–782.
- 2427 KETTUNEN, A., KAITALA, V., ALM, J., SILVOLA, J., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN,
2428 P. J. (1996). Cross-correlation analysis of the dynamics of methane emissions from
2429 a boreal peatland. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 10(3):457–471.
- 2430 KIM, J. et VERMA, S. B. (1992). Soil surface CO₂ flux in a Minnesota peatland.
2431 *Biogeochemistry*, 18(1):37–51.
- 2432 KOEHLER, A.-K., SOTTOCORNOLA, M. et KIELY, G. (2011). How strong is the current
2433 carbon sequestration of an Atlantic blanket bog? *Glob. Change Biol.*, 17(1):309–319.
- 2434 LAI, D. (2009). Methane Dynamics in Northern Peatlands : A Review. *Pedosphere*,
2435 19(4):409–421.
- 2436 LAIHO, R. (août 2006). Decomposition in peatlands : Reconciling seemingly contrasting
2437 results on the impacts of lowered water levels. *Soil Biology and Biochemistry*, 38(8):
2438 2011–2024.
- 2439 LANDVA, A. O., KORPIJAAKKO, E. O. et PHEENEY, P. E. (1983). Geotechnical clas-
2440 sification of peats and organic soils. In *Testing of peats and organic soils*, volume
2441 820, pages 37–51.
- 2442 LAPPALAINEN, E. (1996). *Global peat resources*, volume 4. International Peat Society
2443 Jyskä.
- 2444 LELIEVELD, J. O. S., CRUTZEN, P. J. et DENTENER, F. J. (1998). Changing concentra-
2445 tion, lifetime and climate forcing of atmospheric methane. *Tellus B*, 50(2):128–150.
- 2446 LIMPENS, J. et BERENDSE, F. (2003). How litter quality affects mass loss and N loss
2447 from decomposing Sphagnum. *Oikos*, 103(3):537–547.
- 2448 LIMPENS, J., BERENDSE, F., BLODAU, C., CANADELL, J. G., FREEMAN, C., HOLDEN,
2449 J., ROULET, N., RYDIN, H. et SCHAEPMAN-STRUJB, G. (2008). Peatlands and the
2450 carbon cycle : from local processes to global implications – a synthesis. *Biogeosciences*,
2451 5(2):1475–1491.
- 2452 LIU, W., FOX, J. E. et XU, Z. (2000). Leaf litter decomposition of canopy trees, bamboo
2453 and moss in a montane moist evergreen broad-leaved forest on Ailao Mountain,
2454 Yunnan, south-west China. *Ecol. Res.*, 15(4):435–447.
- 2455 LIVINGSTON, G. P. et HUTCHINSON, G. L. (1995). Enclosure-based measurement of
2456 trace gas exchange : applications and sources of error. *Biog. Trace Gases Meas.*
2457 *Emiss. Soil Water*, pages 14–51.

- 2458 LOHILA, A., AURELA, M., REGINA, K. et LAURILA, T. (2003). Soil and total ecosystem
 2459 respiration in agricultural fields : effect of soil and crop type. *Plant Soil*, 251(2):303–
 2460 317.
- 2461 LONG, K. D., FLANAGAN, L. B. et CAI, T. (2010). Diurnal and seasonal variation in
 2462 methane emissions in a northern Canadian peatland measured by eddy covariance.
 2463 *Global Change Biology*, 16(9):2420–2435.
- 2464 LONG, S. P. et HÄLLGREN, J.-E. (1993). Measurement of CO₂ assimilation by plants
 2465 in the field and the laboratory. In HALL, D. O., SCURLOCK, J. M. O., Bolhàr
 2466 NORDENKAMPF, H. R., LEEGOOD, R. C. et LONG, S. P., éditeurs : *Photosynthesis*
 2467 and *Production in a Changing Environment*, pages 129–167. Springer Netherlands.
- 2468 LUND, M., CHRISTENSEN, T. R., LINDROTH, A. et SCHUBERT, P. (2012). Effects
 2469 of drought conditions on the carbon dioxide dynamics in a temperate peatland.
 2470 *Environ. Res. Lett.*, 7(4):045704.
- 2471 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006a). Chapter 1 - Introduction and overview. In LUO, Y. et
 2472 ZHOU, X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 3 – 15. Academic
 2473 Press, Burlington.
- 2474 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006b). Chapter 5 - Controlling factors. In LUO, Y. et ZHOU,
 2475 X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 79 – 105. Academic Press,
 2476 Burlington.
- 2477 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006c). Chapter 8 - Methods of measurements and estimations.
 2478 In LUO, Y. et ZHOU, X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 161
 2479 – 185. Academic Press, Burlington.
- 2480 MACDONALD, G. M., BEILMAN, D. W., KREMENETSKI, K. V., SHENG, Y., SMITH,
 2481 L. C. et VELICHKO, A. A. (2006). Rapid early development of circumarctic peatlands
 2482 and atmospheric CH₄ and CO₂ variations. *Science*, 314(5797):285–288.
- 2483 MAHECHA, M. D., REICHSTEIN, M., CARVALHAIS, N., LASSLOP, G., LANGE, H., SE-
 2484 NEVIRATNE, S. I., VARGAS, R., AMMANN, C., ARAIN, M. A., CESCATTI, A., JANS-
 2485 SENNS, I. A., MIGLIAVACCA, M., MONTAGNANI, L. et RICHARDSON, A. D. (2010).
 2486 Global Convergence in the Temperature Sensitivity of Respiration at Ecosystem Le-
 2487 vel. *Science*, 329(5993):838–840.
- 2488 MALMER, N., SVENSSON, B. M. et WALLÉN, B. (1994). Interactions between Sphagnum
 2489 mosses and field layer vascular plants in the development of peat-forming systems.
 2490 *Folia geobot. phytotax.*, 29(4):483–496.
- 2491 MANNEVILLE, O. (1999). *Le monde des tourbières et des marais : France, Suisse,*
 2492 *Belgique et Luxembourg*. Delachaux & Niestle.
- 2493 MCNEIL, P. et WADDINGTON, J. M. (2003). Moisture controls on Sphagnum growth
 2494 and CO₂ exchange on a cutover bog. *J. Appl. Ecol.*, 40(2):354–367.
- 2495 MOORE, T. R., BUBIER, J. L., FROLKING, S. E., LAFLEUR, P. M. et ROULET, N. T.
 2496 (2002). Plant biomass and production and CO₂ exchange in an ombrotrophic bog.
 2497 *Journal of Ecology*, 90(1):25–36.

- 2498 MUNIR, T. M., PERKINS, M., KAING, E. et STRACK, M. (février 20, 2015). Carbon
2499 dioxide flux and net primary production of a boreal treed bog : Responses to warming
2500 and water-table-lowering simulations of climate change. *Biogeosciences*, 12(4):1091–
2501 1111.
- 2502 NATIONAL WETLANDS WORKING GROUP (1997). *The Canadian wetland classification system*. University of Waterloo, Waterloo, Ontario, 2nd edition édition.
- 2504 ORLOWSKY, B. et SENEVIRATNE, S. I. (2012). Global changes in extreme events :
2505 regional and seasonal dimension. *Clim. Change*, 110(3-4):669–696.
- 2506 PARISH, F., SIRIN, A., CHARMAN, D., JOOSTEN, H., MINAYEVA, T., SILVIUS, M. et
2507 STRINGER, L. (2008). *Assessment on Peatlands, Biodiversity and Climate Change : Main Report*. Global Environment Centre & Wetlands International.
- 2509 PARKIN, T. B. et KASPAR, T. C. (2003). Temperature Controls on Diurnal Carbon
2510 Dioxide Flux. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67(6):1763–1772.
- 2511 PAVELKA, M., ACOSTA, M., MAREK, M. V., KUTSCH, W. et JANOUS, D. (2007). Dependence of the Q_{10} values on the depth of the soil temperature measuring point.
2512 *Plant Soil*, 292(1-2):171–179.
- 2514 PEICHL, M., ÖQUIST, M., LÖFVENIUS, M. O., ILSTEDT, U., SAGERFORS, J., GRELLE,
2515 A., LINDROTH, A. et NILSSON, M. B. (2014). A 12-year record reveals pre-growing
2516 season temperature and water table level threshold effects on the net carbon dioxide
2517 exchange in a boreal fen. *Environ. Res. Lett.*, 9(5):055006.
- 2518 PELLETIER, L., MOORE, T. R., ROULET, N. T., GARNEAU, M. et BEAULIEU-AUDY,
2519 V. (2007). Methane fluxes from three peatlands in the La Grande Rivière watershed,
2520 James Bay lowland, Canada. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).
- 2521 PHILLIPS, C. L., NICKERSON, N., RISK, D. et BOND, B. J. (2011). Interpreting diel
2522 hysteresis between soil respiration and temperature. *Global Change Biol.*, 17(1):515–
2523 527.
- 2524 POST, W. M., EMANUEL, W. R., ZINKE, P. J. et STANGENBERGER, A. G. (1982). Soil
2525 carbon pools and world life zones. *Nature*, 298:156–159.
- 2526 PRATHER, M. J., HOLMES, C. D. et HSU, J. (2012). Reactive greenhouse gas scenarios : Systematic exploration of uncertainties and the role of atmospheric chemistry.
2527 *Geophys. Res. Lett.*, 39(9):L09803.
- 2529 PRENTICE, I. C., FARQUHAR, G. D., FASHAM, M. J. R., GOULDEN, M. L., HEIMANN,
2530 M., JARAMILLO, V. J., KHESHGI, H. S., LEQUÉRÉ, C., SCHOLES, R. J. et WALLACE,
2531 D. W. R. (2001). The Carbon Cycle and Atmospheric Carbon Dioxide. In HOUGH-
2532 TON, J. T., DING, Y., GRIGGS, D. J., NOGUER, M., VAN DER LINDEN, P. J., DAI,
2533 X., MASKELL, K. et JOHNSON, C. A., éditeurs : *Climate Change 2001 : the Scientific Basis. Contributions of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 185–237. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

- 2537 PUMPANEN, J., KOLARI, P., ILVESNIEMI, H., MINKKINEN, K., VESALA, T., NIINISTÖ,
2538 S., LOHLA, A., LARMOLA, T., MORERO, M., PIHLATIE, M., JANSSENS, I., YUSTE,
2539 J. C., GRÜNZWEIG, J. M., RETH, S., SUBKE, J.-A., SAVAGE, K., KUTSCH, W., ØS-
2540 TRENG, G., ZIEGLER, W., ANTHONI, P., LINDROTH, A. et HARI, P. (2004). Comparison
2541 of different chamber techniques for measuring soil CO₂ efflux. *Agric. For. Meteorol.*, 123(3–4):159–176.
- 2543 RAICH, J. W. et SCHLESINGER, W. H. (1992). The global carbon dioxide flux in soil
2544 respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus B*, 44(2):81–99.
- 2545 RAMEAU, J.-C., MANSION, D. et DUMÉ, G. (2008). *Flore forestière française : Plaines*
2546 *et collines*. Forêt privée française.
- 2547 RAMSAR, C. (1987). *Convention relative aux zones humides d'importance internationale*
2548 *particulièrement comme habitats des oiseaux d'eau, (Ramsar, Iran, 1971) telle*
2549 *qu'amendée en 1982 et 1987*.
- 2550 ROBERT, C. (2007). Simple, stable, and compact multiple-reflection optical cell for
2551 very long optical paths. *Applied Optics*, 46(22):5408–5418.
- 2552 ROBERT, M. et SAUGIER, B. (2003). Contribution des écosystèmes continentaux à la
2553 séquestration du carbone. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(6–7):577–595.
- 2554 ROBROEK, B. J., VAN RUIJVEN, J., SCHOUTEN, M. G., BREEUWER, A., CRUSHELL,
2555 P. H., BERENDSE, F. et LIMPENS, J. (2009). Sphagnum re-introduction in degraded
2556 peatlands : The effects of aggregation, species identity and water table. *Basic and*
2557 *Applied Ecology*, 10(8):697–706.
- 2558 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013a). Peatland habitats. In *The biology of Peatlands*,
2559 pages 85–107. Oxford University Press.
- 2560 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013b). Productivity and peat accumulation. In *The biology*
2561 *of Peatlands*, pages 254–273. Oxford University Press.
- 2562 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013c). Sphagnum - the builder of boreal peatlands. In *The*
2563 *biology of Peatlands*, pages 65–84. Oxford University Press.
- 2564 SEGERS, R. (1998). Methane production and methane consumption : a review of
2565 processes underlying wetland methane fluxes. *Biogeochemistry*, 41(1):23–51.
- 2566 SIEGENTHALER, U. et OESCHGER, H. (février 4, 1987). Biospheric CO₂ emissions
2567 during the past 200 years reconstructed by deconvolution of ice core data. *Tellus B*,
2568 39B(1-2):140–154.
- 2569 SILVOLA, J., ALM, J., AHLHOLM, U., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1996).
2570 The contribution of plant roots to CO₂ fluxes from organic soils. *Biol Fertil Soils*,
2571 23(2):126–131.
- 2572 SINGH, J. S. et GUPTA, S. R. (1977). Plant decomposition and soil respiration in
2573 terrestrial ecosystems. *Bot. Rev*, 43(4):449–528.

- 2574 SMITH, L. C., MACDONALD, G. M., VELICHKO, A. A., BEILMAN, D. W., BORISOVA,
2575 O. K., FREY, K. E., KREMENETSKI, K. V. et SHENG, Y. (2004). Siberian Peatlands
2576 a Net Carbon Sink and Global Methane Source Since the Early Holocene. *Science*,
2577 303(5656):353–356.
- 2578 SONNENTAG, O., VAN DER KAMP, G., BARR, A. G. et CHEN, J. M. (2010). On the
2579 relationship between water table depth and water vapor and carbon dioxide fluxes
2580 in a minerotrophic fen. *Glob. Change Biol.*, 16(6):1762–1776.
- 2581 STRACK, M. (2008). *Peatlands and climate change*. IPS, International Peat Society,
2582 Jyväskylä, Finland.
- 2583 STRACK, M. et PRICE, J. S. (2009). Moisture controls on carbon dioxide dynamics of
2584 peat-Sphagnum monoliths. *Ecohydrology*, 2(1):34–41.
- 2585 STRACK, M., WALLER, M. F. et WADDINGTON, J. M. (2006). Sedge succession and
2586 peatland methane dynamics : A potential feedback to climate change. *Ecosystems*,
2587 9(2):278–287.
- 2588 STRACK, M. et ZUBACK, Y. C. A. (2013). Annual carbon balance of a peatland 10 yr
2589 following restoration. *Biogeosciences*, 10(5):2885–2896.
- 2590 SVENSSON, B. M. (1995). Competition between Sphagnum fuscum and Drosera rotun-
2591 difolia : A Case of Ecosystem Engineering. *Oikos*, 74(2):205–212.
- 2592 TREAT, C. C., BUBIER, J. L., VARNER, R. K. et CRILL, P. M. (2007). Timescale
2593 dependence of environmental and plant-mediated controls on CH₄ flux in a temperate
2594 fen. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).
- 2595 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2012). Methane fluxes from a
2596 patterned fen of the northeastern part of the La Grande river watershed, James Bay,
2597 Canada. *Biogeochemistry*, 113(1-3):409–422.
- 2598 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2014). Interannual variability in
2599 the CO₂ balance of a boreal patterned fen, James Bay, Canada. *Biogeochemistry*,
2600 118(1-3):371–387.
- 2601 TURETSKY, M. R., TREAT, C. C., WALDROP, M. P., WADDINGTON, J. M., HAR-
2602 DEN, J. W. et MC GUIRE, A. D. (2008). Short-term response of methane fluxes and
2603 methanogen activity to water table and soil warming manipulations in an Alaskan
2604 peatland. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 113(G3).
- 2605 TURUNEN, J., TOMPOPO, E., TOLONEN, K. et REINIKAINEN, A. (2002). Estimating
2606 carbon accumulation rates of undrained mires in Finland—application to boreal and
2607 subarctic regions. *The Holocene*, 12(1):69–80.
- 2608 UPDEGRAFF, K., BRIDGHAM, S. D., PASTOR, J., WEISHAMPEL, P. et HARTH, C.
2609 (2001). Response of CO₂ and CH₄ emissions from peatlands to warming and water
2610 table manipulation. *Ecol. Appl.*, 11(2):311–326.

- 2611 VARGAS, R., BALDOCCHI, D. D., ALLEN, M. F., BAHN, M., BLACK, T. A., COLLINS,
2612 S. L., YUSTE, J. C., HIRANO, T., JASSAL, R. S., PUMPANEN, J. et TANG, J. (2010).
2613 Looking deeper into the soil : biophysical controls and seasonal lags of soil CO₂
2614 production and efflux. *Ecol. Appl.*, 20(6):1569–1582.
- 2615 VARGAS, R., CARBONE, M. S., REICHSTEIN, M. et BALDOCCHI, D. D. (2011). Frontiers
2616 and challenges in soil respiration research : from measurements to model-data
2617 integration. *Biogeochemistry*, 102(1-3):1–13.
- 2618 VIEL, E., BINET, S., GOGO, S. et LAGGOUN-DÉFARGE, F. (2015). Tree invasion
2619 controls the drainage pattern in La Guette peatland (France) : impact on the water
2620 storage capacity of the peat. *Journal of Hydrology (submitted)*.
- 2621 WADDINGTON, J. M. et ROULET, N. T. (2000). Carbon balance of a boreal patterned
2622 peatland. *Global Change Biology*, 6(1):87–97.
- 2623 WAGNER, D. J. et TITUS, J. E. (1984). Comparative desiccation tolerance of two
2624 Sphagnum mosses. *Oecologia*, 62(2):182–187.
- 2625 WARD, S. E., OSTLE, N. J., OAKLEY, S., QUIRK, H., HENRYS, P. A. et BARDGETT,
2626 R. D. (2013). Warming effects on greenhouse gas fluxes in peatlands are modulated
2627 by vegetation composition. *Ecol. Lett.*, 16(10):1285–1293.
- 2628 WEEDON, J. T., AERTS, R., KOWALCHUK, G. A., VAN LOGTESTIJN, R., ANDRINGA,
2629 D. et VAN BODEGOM, P. M. (2013). Temperature sensitivity of peatland C and N
2630 cycling : Does substrate supply play a role ? *Soil Biology and Biochemistry*, 61:109–
2631 120.
- 2632 WELTZIN, J. F., PASTOR, J., HARTH, C., BRIDGHAM, S. D., UPDEGRAFF, K. et CHA-
2633 PIN, C. T. (2000). Response of bog and fen plant communities to warming and
2634 water-table manipulations. *Ecology*, 81(12):3464–3478.
- 2635 WHALEN, S. C. et PEIRCE, J. J. (2005). Biogeochemistry of methane exchange between
2636 natural wetlands and the atmosphere. *Environmental engineering science*, 22(1):73–
2637 94.
- 2638 WORRALL, F., BURT, T., ROWSON, J., WARBURTON, J. et ADAMSON, J. (2009).
2639 The multi-annual carbon budget of a peat-covered catchment. *Science of The Total
2640 Environment*, 407(13):4084–4094.
- 2641 WUEBBLES, D. J. et HAYHOE, K. (2002). Atmospheric methane and global change.
2642 *Earth-Sci. Rev.*, 57(3):177–210.
- 2643 WULLSCHLEGER, S. D. (1993). Biochemical limitations to carbon assimilation in C3
2644 plants—a retrospective analysis of the A/Ci curves from 109 species. *J. Exp. Bot.*,
2645 44(5):907–920.
- 2646 YU, Z., BEILMAN, D. W. et JONES, M. C. (2009). Sensitivity of northern peatland car-
2647 bon dynamics to Holocene climate change. In *Carbon cycling in northern peatlands*,
2648 volume 184, pages 55–69. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Se-
2649 ries Washington, DC.

2650 YU, Z., LOISEL, J., BROSSEAU, D. P., BEILMAN, D. W. et HUNT, S. J. (2010). Global
2651 peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophys. Res. Lett.*, 37(13).

2652 ZHU, X., SONG, C., SWARZENSKI, C. M., GUO, Y., ZHANG, X. et WANG, J. (février
2653 2015). Ecosystem-atmosphere exchange of CO₂ in a temperate herbaceous peatland
2654 in the Sanjiang plain of northeast China. *Ecol. Eng.*, 75:16–23.

Index

A

2655 atterrissage 11

C

2658 carbone

2659 stock 12

2660 changements globaux 2, 14

E

2662 échange net de l'écosystème

2663 contrôle 21

P

2665 paludification 11

2666 photosynthèse 17

2667 production primaire brute

2668 contrôle 21

R

2670 respiration 18

2671 de l'écosystème 18

2672 contrôle 20

2673 du sol 18

S

2675 services écologiques 3

T

2677 tourbières 8–16

2678 distribution 11

2679 formation 11

2680 surface 10

2681 utilisation 14

2682 tourbification 10

Z

2683 zone humide 8

₂₆₈₅ Annexes

₂₆₈₆ A Photos supplémentaires



(a) droséra

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

₂₆₈₇ B protocole végétation

₂₆₈₈ Le suivi non-destructif d'une végétation n'est pas triviale et nécessite la mise en
₂₆₈₉ place de protocoles particuliers en fonction du type de végétation. L'objectif est de
₂₆₉₀ pouvoir estimer une biomasse produite en impactant au minimum la végétation en
₂₆₉₁ place. Pour l'ensemble des espèces végétales présentes dans les embases servant à la
₂₆₉₂ mesure des flux un recouvrement à été estimé, à l'œil.

₂₆₉₃ **La strate arbustive**

₂₆₉₄ Pour la strate arbustive des mesures de hauteur moyenne ont été effectuées, en
₂₆₉₅ mesurant depuis le niveau du sol, ou le toit des sphaignes, si elles étaient présentes,
₂₆₉₆ jusqu'au sommet de l'individu.

₂₆₉₇ **La strate herbacée**

₂₆₉₈ Pour la strate herbacée, en 2013, 5 individus des deux espèces majoritaires (*Eriophorum vaginatum* ? *augustifolium* ?, *Molinia Caerulea*) ont été marqués afin de pourvoir
₂₆₉₉ les mesurer plusieurs fois au cours de la saison. Cependant les difficultés à retrouver
₂₇₀₀ les individus marqués couplés à la mort d'un nombre important d'entre eux n'ont pas
₂₇₀₁ permis d'acquérir de résultats significatifs. En conséquence en 2014 ces deux espèces
₂₇₀₂ ont fait l'objet de comptage exhaustif et de mesure de hauteur moyenne.
₂₇₀₃

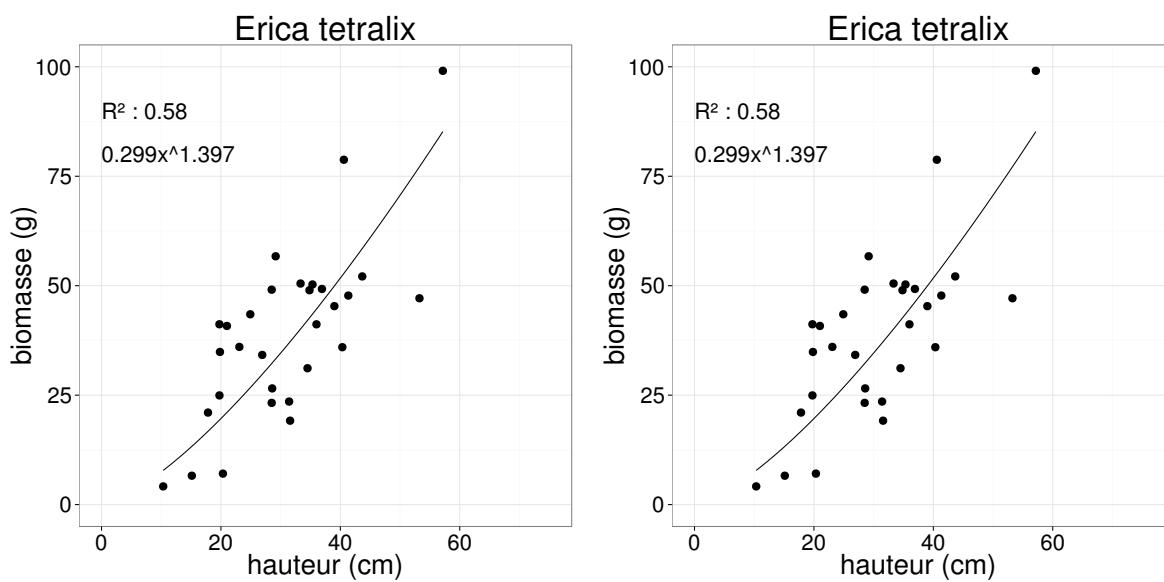


FIGURE 8 – Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur

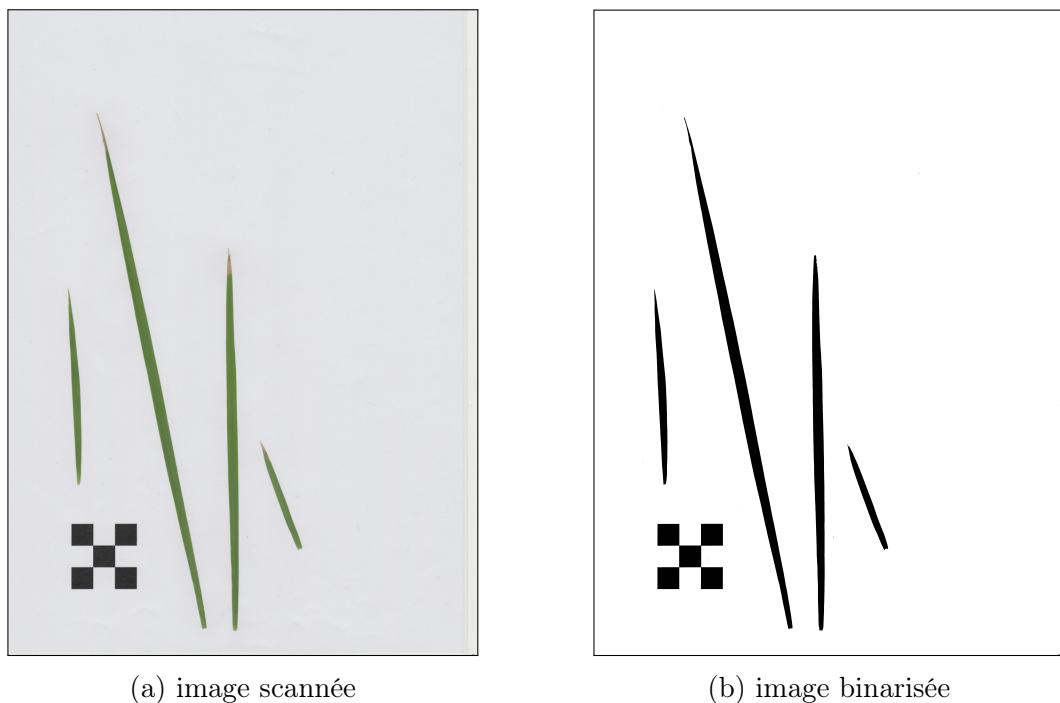


FIGURE 9 – Scanne des feuilles

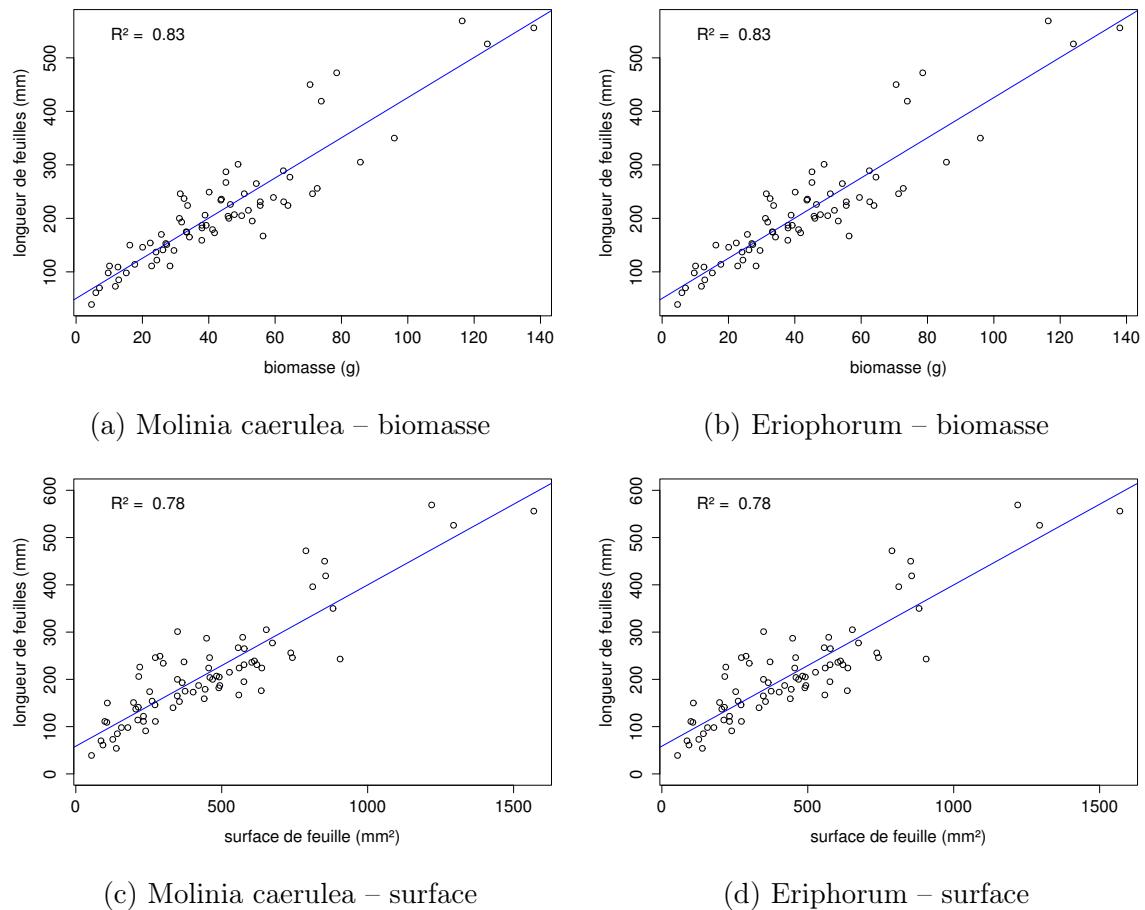


FIGURE 10 – Calibration de la biomasse herbacées pour *Molinia Caerulea* (a), pour *Eriophorum* (b) et de la surface de feuille pour *Molinia Caerulea* (c), pour *Eriophorum* (d) en fonction de la hauteur

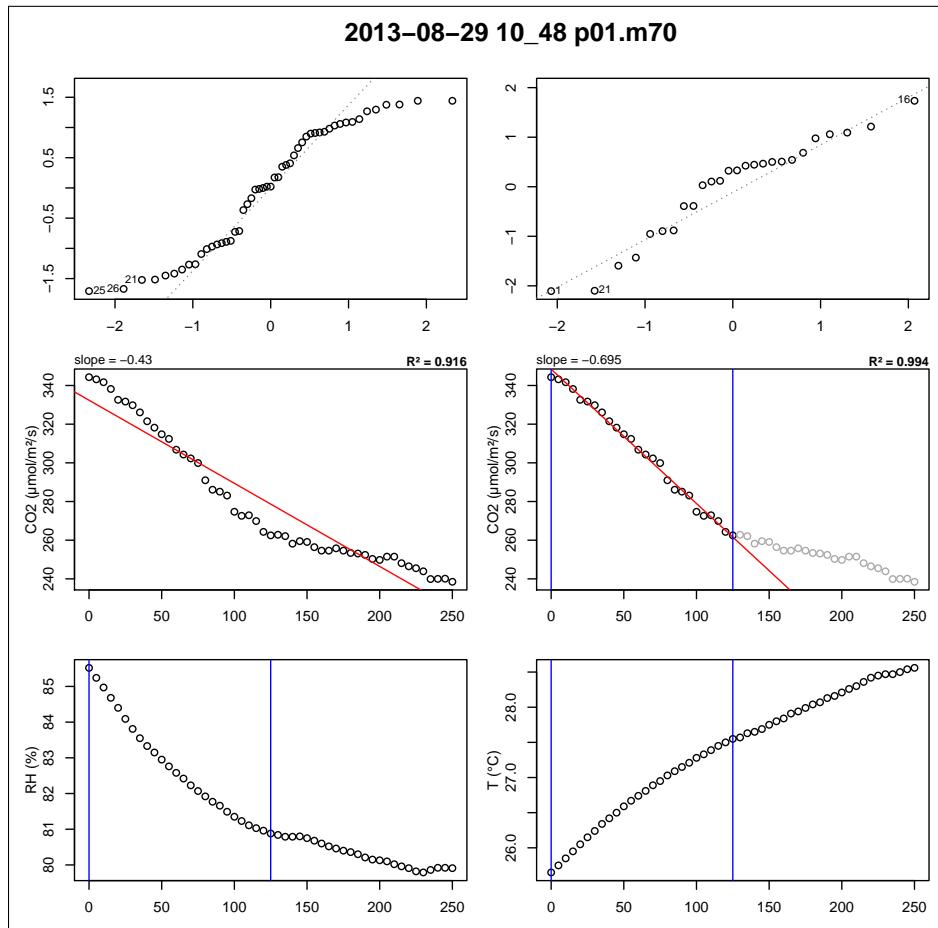


FIGURE 11 – Planche de graphes permettant le diagnostique des mesures de flux de CO_2

C Le projet CARBIODIV

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

D package m70r

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

- Générer des planches de graphes pour diagnostiquer les flux (Figure 11)
- De comparer l'effet du retrait de certains points. La figure 11 montre ainsi une mesure pour laquelle l'assimilation de CO_2 par photosynthèse est tellement forte qu'elle semble être stoppée abruptement au delà d'un certain seuil.

- 2717 — De conserver les changement effectués dans un fichier séparé du fichier source,
2718 qui reste donc intact.
2719 — 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, ...