

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

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

# THÈSE présentée par : Benoît D'ANGELO

soutenue le : [XX mois en lettres 2015]

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

## **Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers**

# [Titre de la thèse]

## [Sous titre éventuel]

## **THÈSE dirigée par :**

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

## RAPPORTEURS :

**Prénom Nom** Titre, établissement  
**Prénom Nom** Titre, établissement

**JURY:**



# Table des matières

<b>Table des matières</b>	iii
<b>Liste des figures</b>	vii
<b>Liste des tableaux</b>	ix
<b>Remerciements</b>	xi
<b>Introduction</b>	1
<b>1 Synthèse Bibliographique</b>	7
1.1 Les tourbières et le cycle du carbone . . . . .	8
1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies . . . . .	8
1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales . . . . .	14
1.1.3 Les tourbières et les changements globaux . . . . .	16
1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants . . . . .	20
1.2.1 GES et Tourbières . . . . .	20
1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières . . . . .	21
1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux . . . . .	26
1.2.4 Bilans de C à l'échelle de l'écosystème . . . . .	33
1.2.5 Méthodologies, mesures et estimation des flux . . . . .	35
<b>2 Sites d'études et méthodologies employées</b>	39
2.1 Présentation de la tourbière de La Guette . . . . .	40
2.2 Autres sites du service national d'observation . . . . .	45
2.3 Mesures de flux . . . . .	46
2.3.1 Les mesures de CO <sub>2</sub> . . . . .	46
2.3.2 Les mesures de CH <sub>4</sub> . . . . .	48
2.3.3 Le calcul des flux . . . . .	49
2.4 Facteurs contrôlants . . . . .	50
2.4.1 acquisitions automatisées . . . . .	50
<b>3 Bilan de C de la tourbière de La Guette</b>	51
3.1 Introduction . . . . .	52
3.2 Procédure expérimentale et analytique . . . . .	53
3.2.1 Méthodes de mesures . . . . .	53
3.2.2 Modélisation du bilan de C . . . . .	55
3.3 Résultats . . . . .	60
3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tourbière de La Guette . . . . .	60
3.3.2 Sélection des modèles . . . . .	65

3.3.3	Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle de l'écosystème . . . . .	73
3.3.4	Variabilité spatiale du bilan . . . . .	80
3.4	Discussion . . . . .	82
3.4.1	Estimations des flux . . . . .	82
3.4.2	Estimations des bilans . . . . .	85
3.4.3	Sensibilité et limitations du bilan . . . . .	85
3.4.4	Représentativité locale du modèle . . . . .	86
3.4.5	Variation du bilan avec la végétation . . . . .	86
3.4.6	perspectives . . . . .	87
<b>4</b>	<b>Effets de l'hydrologie sur les flux de GES</b>	<b>89</b>
4.1	Introduction . . . . .	90
4.2	Procédure expérimentale . . . . .	91
4.2.1	Expérimentation A . . . . .	92
4.2.2	Expérimentation B . . . . .	92
4.2.3	traitement . . . . .	93
4.3	Résultats . . . . .	94
4.3.1	Expérimentation A . . . . .	94
4.3.2	Expérimentation B . . . . .	97
4.3.3	tendances générales . . . . .	100
4.4	Discussion . . . . .	100
4.4.1	Comparaison aux mesures <i>in-situ</i> . . . . .	100
4.4.2	Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz . . . . .	102
4.4.3	Effet cycles multiples . . . . .	103
<b>5</b>	<b>Variation journalière de la respiration de l'écosystème (article)</b>	<b>105</b>
5.1	Introduction . . . . .	107
5.1.1	Study sites . . . . .	109
5.1.2	Data acquisition . . . . .	109
5.1.3	Data synchronisation . . . . .	110
5.1.4	Sensitivity of ER to temperature . . . . .	110
5.1.5	Testing difference between daytime and nighttime ER sensitivity to temperature . . . . .	111
5.1.6	Physico-chemical characterisation of the peat . . . . .	111
5.2	Résultats . . . . .	112
5.2.1	Température de l'air et variabilité de RE . . . . .	112
5.2.2	Synchronisation RE et température du sol . . . . .	113
5.2.3	Équations utilisées . . . . .	114
5.2.4	Relation entre RE et la température . . . . .	115
5.2.5	Évolution du Q10 . . . . .	116
5.2.6	Différence entre mesures de jour et de nuit . . . . .	118
5.2.7	Caractérisation de la tourbe . . . . .	118
5.3	Discussion . . . . .	118
5.3.1	Différence de RE entre les différents sites . . . . .	118
5.3.2	Temps de latence entre température et RE . . . . .	122
5.3.3	La synchronisation entre RE et la température améliore la représentation de la sensibilité de RE à la température . . . . .	123

5.3.4	Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit . . . . .	124
5.3.5	La sensibilité du Q10 à la profondeur de la température et à la synchronisation . . . . .	124
5.4	Conclusions . . . . .	125
<b>Conclusions et perspectives</b>		<b>127</b>
5.5	Bilan du bilan (de C) ? . . . . .	128
5.6	Résilience de la tourbe par rapport aux 2 années sèches qui précèdent le BdC . . . . .	129
5.7	Ouverture vers d'autre méthodes de mesures . . . . .	129
<b>Références bibliographiques</b>		<b>141</b>
<b>Index</b>		<b>142</b>
<b>Annexes</b>		<b>143</b>
A	Photos supplémentaires . . . . .	144
B	protocole végétation . . . . .	144
C	CARBODIV . . . . .	147
D	package m70r . . . . .	147



# Liste des figures

1.1	Micro-topographie dans les tourbières. Modifié d'après Rydin et Jeglum (2013b) . . . . .	11
1.2	Global distribution of peatlands . . . . .	12
1.3	Processus de formation des tourbières, à gauche l'atterrissement et à droite la paludification. modifié d'après Manneville (1999) . . . . .	13
1.4	Nombre de tourbières nouvellement formées pendant l'holocène. Modifié d'après (MacDonald <i>et al.</i> , 2006) . . . . .	18
1.5	Projection des changements à l'horizon 2100, des moyennes et extrêmes annuels (sur terre) des températures de l'air et des précipitations : (a) température de surface moyenne par °C de changement global moyen, (b) 90 <sup>e</sup> 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 <sup>e</sup> percentile. Sources : (a) et (c) simulations CMIP5, scénario RCP4.5, (b) et (d) adaptation d'après Orlowsky et Seneviratne (2012)(IPCC2013). . . . .	19
1.6	Décroissance de la proportion de CO <sub>2</sub> de l'atmosphère suite à une émission idéalisée de 100 PgC. les graphes (a) et (b) est une moyenne de modèles (Joos <i>et al.</i> , 2013), le graphe (c) est une moyenne d'autres modèles (Archer <i>et al.</i> , 2009). Modifié d'après (Ciais <i>et al.</i> , 2014). . . . .	21
1.7	schéma des flux de carbone entre une tourbière et l'atmosphère . . . . .	22
1.8	todo, modifié d'après Long et Hällgren (1993) . . . . .	27
1.9	Productivités moyennes des espèces de sphagnes en g m <sup>-2</sup> an <sup>-1</sup> . 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
2.1	Site d'études SNO . . . . .	40
2.2	Carte de la tourbière de La Guette . . . . .	41
2.3	Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure. . . . .	43
2.4	Évolution du niveau de la pluviométrie, en mm, des années 2011 à 2014	44
2.5	Évolution du niveau de la nappe, en cm par rapport à la surface, des années 2011 à 2014 . . . . .	44
2.6	Évolution de la température de l'air (en °C) des années 2011 à 2014 . . . . .	45
2.7	Mesures de CO <sub>2</sub> . . . . .	47
2.8	SPIRIT . . . . .	48
3.1	Répartition des 20 placettes de mesures suivant un échantillonnage aléatoire stratifié. . . . .	53
3.2	Cas idéaux de distribution des résidus (source ?) . . . . .	58

3.3	Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinales, herbacées et arbustives) . . . . .	59
3.4	Évolution du niveau de la nappe moyen des 20 embases mesuré pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015) . . . . .	60
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 . . . . .	61
3.6	Évolution de la conductivité pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015) . . . . .	61
3.7	Évolution du pH pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015) . . . . .	62
3.8	Évolution de la concentration en carbone organique dissous dans l'eau du sol pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015) . . . . .	62
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. . . . .	63
3.10	Évolution des flux de méthane moyen (N?) pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015) . . . . .	65
3.11	Relations entre les flux de gaz et une sélection de facteurs contrôlant . . . . .	66
3.12	PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.1 . . . . .	67
3.13	PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.3 . . . . .	69
3.14	RE modèles avec Tair . . . . .	71
3.15	RE modèles avec Tair . . . . .	72
3.16	CH <sub>4</sub> modèle H . . . . .	72
3.17	Flux de CO <sub>2</sub> interpolé à partir de PPB-1 et PPB-2 . . . . .	75
3.18	Flux de CO <sub>2</sub> interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3 . . . . .	76
3.19	Flux de CO <sub>2</sub> interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3 . . . . .	76
3.20	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres des modèles RE-1 et RE-3 . . . . .	79
3.21	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2 . . . . .	80
3.22	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2 . . . . .	81
4.1	Prélèvement des mésocosmes . . . . .	93
4.2	Schéma d'un mésocosme . . . . .	94
4.3	Expérimentation A : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, CH <sub>4</sub> , 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. . . . .	95
4.4	Expérimentation B : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux, CH <sub>4</sub> , 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. . . . .	98
4.5	Relations entre les flux de GES et le niveau de la nappe . . . . .	101
5.1	Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT). . . . .	113

5.2	Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT) . . . . .	114
5.3	Profile of R <sup>2</sup> 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. . . . .	117
5.4	Profile of Q <sub>10</sub> 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). . . . .	119
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). . . . .	120
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 . . . . .	128
7	Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure. . . . .	144
8	Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur . . . . .	145
9	Scanne des feuilles . . . . .	145
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 . . . . .	146



# Liste des tableaux

1.1	Estimations des stocks de C pour différents environnements . . . . .	15
1.2	Surface de tourbe utilisée selon les usages considérés (tourbières non-tropicale). Modifié d'après Joosten et Clarke (2002). . . . .	17
1.3	Vitesse apparente d'accumulation du carbon à long terme en $\text{gC m}^{-2} \text{s}^{-1}$	34
3.1	Valeur des paramètres des équations utilisées pour modéliser les flux et sensibilité relative (en %) des flux en réponse à une variation de $\pm 10\%$ de chacun des paramètres des modèles. . . . .	74
3.2	Bilan des flux en gCm2an1 . . . . .	77
3.3	Bilan des flux en gCm2an1 . . . . .	77
3.4	Sensibilité relative (en %) du bilan de CO <sub>2</sub> (ENE) en réponse à une variation de $\pm 10\%$ de chacun des paramètres des modèles. . . . .	78
3.5	Bilan des flux de CO <sub>2</sub> en gCm2an1, en utilisant PPB-2 et RE-3 . . . . .	81
4.1	Récapitulatif des mesures pour les deux expérimentations . . . . .	93
5.1	R <sup>2</sup> and NRMSE profile with depth for models using non-synchronised and synchronised data and for the three equations (linear : lin, exponential : exp, arrhenius : arr). . . . .	115
5.2	Peat chemical properties as a function of depth in cm : content (%) N, C, H, S, the total, retention and effective porosity, $\Phi_T$ , $\Phi_R$ , $\Phi_E$ respectively in $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ , solid peat volumic fraction in $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ and the bulk density (Bd) in $\text{g.cm}^{-3}$ . . . . .	121



# Remerciements

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



# <sup>1</sup> Introduction

---

## <sup>2</sup> Contexte général

<sup>3</sup> En 1957, Charles David Keeling, scientifique américain, met au point et utilise  
<sup>4</sup> pour la première fois, un analyseur de gaz infra-rouge pour mesurer la concentration  
<sup>5</sup> de CO<sub>2</sub> de l'atmosphère sur l'île d'Hawaii, à Mauna Loa. La précision et la fréquence  
<sup>6</sup> importante de ses mesures lui permirent de voir pour la première fois les variations  
<sup>7</sup> journalière et saisonnière des concentrations en CO<sub>2</sub> atmosphérique, mais également à  
<sup>8</sup> plus long terme leur tendance haussière [Harris \(2010\)](#). Le CO<sub>2</sub> est un gaz à effet de serre  
<sup>9</sup> (GES) et son accumulation dans l'atmosphère... **force ? comparaison ? explication**  
<sup>10</sup> **effet de serre ?** Ce constat a probablement joué un rôle considérable dans la prise de  
<sup>11</sup> conscience, par la communauté scientifique, de l'importance et de l'intérêt de l'étude du  
<sup>12</sup> changement climatique et plus largement des changements globaux. Car si à l'époque  
<sup>13</sup> les concentration en CO<sub>2</sub> était inférieure à 320 ppm (partie par millions) elles ont  
<sup>14</sup> dépassées, au printemps 2014, la barre symbolique des 400 ppm selon un communiqué  
<sup>15</sup> de l'Organisation Météorologique Mondiale. Les concentrations pré-industrielles (avant  
<sup>16</sup> 1800) sont quand à elles généralement estimée à 280 ppm [Siegenthaler et Oeschger](#)  
<sup>17</sup> ([1987](#)).

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

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

29 Ciais *et al.* (2014).

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

32 **schéma ?**

33 Zones humides tourbières

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

37 Pourquoi étudier les tourbières aujourd'hui ?

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

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

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

52 Transition modèles

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

---

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

## 59 Objectif de la thèse et approche mise en oeuvre

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

68 Pour atteindre ces objectifs, nos travaux ont été articulés autour de trois volets  
69 **volet... t'as pas mieux ? Branche ? -\_-**" principaux : Dans un premier temps,  
70 l'**observation** régulière des flux de gaz ( $\text{CO}_2$  et  $\text{CH}_4$ ) ainsi que d'un certain nombre de  
71 paramètres environnementaux servant à la caractérisation des variabilités spatiales et  
72 temporelles, ainsi qu'à l'étude des facteurs contrôlant. Certains facteurs contrôlant qui  
73 sont, dans un second temps, étudiés plus spécifiquement à travers un volet **expérimenta-**  
74 **tion**. Ce dernier doit permettre une meilleure compréhension de processus clé avec  
75 notamment l'impact de l'hydrologie. Enfin un troisième volet axé sur la **modélisation**,  
76 avec le développement d'un modèle le plus mécaniste possible.

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

<sup>84</sup> seront exposées.



# <sup>85</sup> 1 Synthèse Bibliographique

<sup>86</sup>

<sup>87</sup>	<b>1.1 Les tourbières et le cycle du carbone . . . . .</b>	<b>8</b>
<sup>88</sup>	1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies . . . . .	8
<sup>89</sup>	1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales . . . . .	14
<sup>90</sup>	1.1.3 Les tourbières et les changements globaux . . . . .	16
<sup>91</sup>	<b>1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants . . . . .</b>	<b>20</b>
<sup>92</sup>	1.2.1 GES et Tourbières . . . . .	20
<sup>93</sup>	1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières . . . . .	21
<sup>94</sup>	1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux . . . . .	26
<sup>95</sup>	1.2.4 Bilans de C à l'échelle de l'écosystème . . . . .	33
<sup>96</sup>	1.2.5 Méthodologies, mesures et estimation des flux . . . . .	35
<sup>97</sup>		
<sup>98</sup>		
<sup>99</sup>		

## **1.1. Les tourbières et le cycle du carbone**

---

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

### **106 1.1 Les tourbières et le cycle du carbone**

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

#### **109 1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies**

##### **110 Définitions**

111 Les tourbières font partie d'un ensemble d'écosystèmes plus large que l'on appelle les  
112 zones humides. Ces zones humides ne sont ni des écosystèmes terrestres au sens strict,  
113 ni des écosystèmes aquatiques. Elles sont à la frontière entre ces deux mondes et sont  
114 caractérisées par un niveau de nappe élevé, proche de la surface du sol, voire au dessus.  
115 Cette omniprésence de l'eau joue fortement sur l'aération du milieu et constraint, de  
116 façon plus ou moins importante, l'accès à l'oxygène. Les zones humides ont été définie  
117 en 1971, lors de la convention dite de RAMSAR<sup>1</sup> de la façon suivante :

---

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

**ZONES HUMIDES :**

«les zones humides sont des étendues de marais, de fagnes<sup>2</sup>, de tourbières ou d'eaux naturelles ou artificielles, permanentes ou temporaires, où l'eau est stagnante ou courante, douce, saumâtre ou salée, y compris des étendues d'eau marine dont la profondeur à marée basse n'excède pas six mètres.»

(Ramsar, 1987)

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

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

**TOURBIÈRE :**

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

Définition traduite d'après Joosten et Clarke (2002)

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

**TOURBIÈRE ACTIVE :**

Écosystèmes dans lesquels un processus de tourbification est actif.

Définition traduite d'après Joosten et Clarke (2002)

2. Marais tourbeux situé sur une hauteur

## 1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

---

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

### TOURBE :

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

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

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

### MATIÈRES ORGANIQUES :

152 Matières constituées d'un assemblage de composés ayant une ou plusieurs  
liaisons C–H. Ces matières sont composées de nombreux éléments dont  
des carbohydrates (sucres, cellulose ...), des composés azotés (protéines,  
acides aminés ...) et phénoliques (lignine ...), des lipides (cires, résines,  
...) et d'autres<sup>3</sup>.

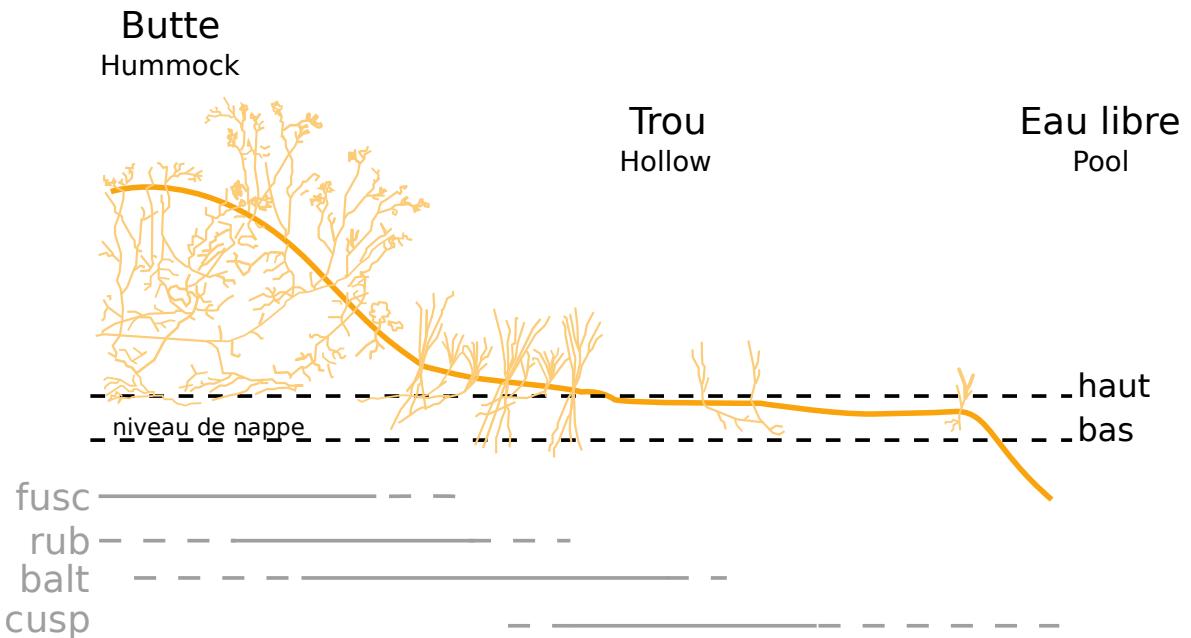


FIGURE 1.1 – Micro-topographie dans les tourbières. Modifié d'après [Rydin et Jeglum \(2013b\)](#)

### <sup>153</sup> Distribution des tourbières à l'échelle mondiale

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

### <sup>163</sup> La formation des tourbières

<sup>164</sup> L'atterrissement et la paludification sont les deux processus principaux permet-  
<sup>165</sup> tant la formation des tourbières (Figure 1.3). Il s'agit pour le premier du comblement

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

## 1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

---

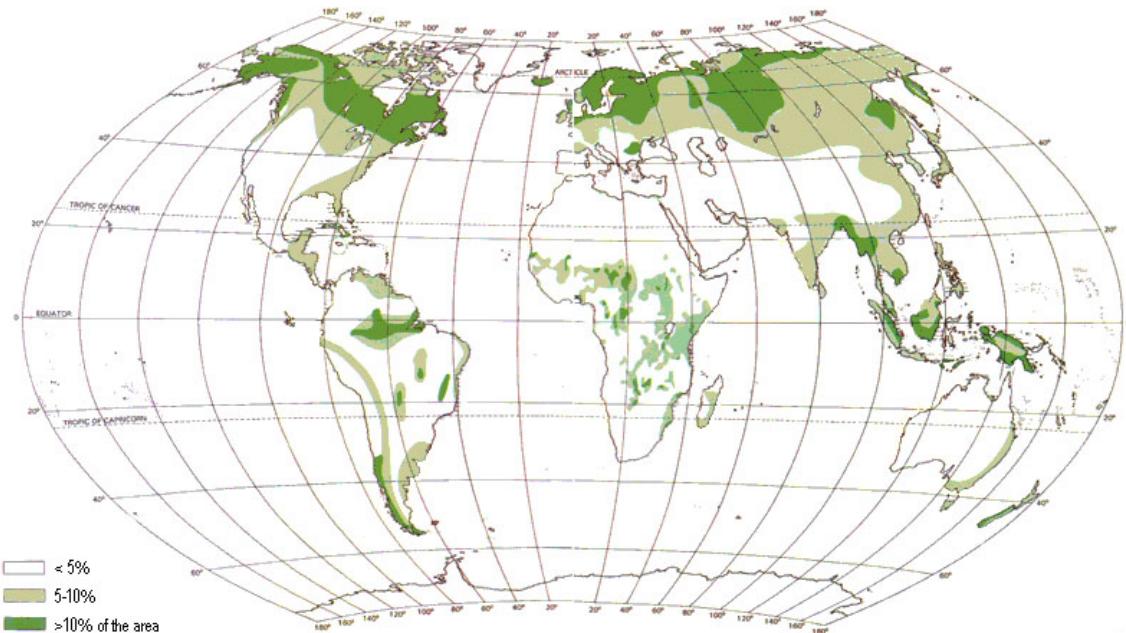


FIGURE 1.2 – Global distribution of peatlands

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

### 170 Classifications

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

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

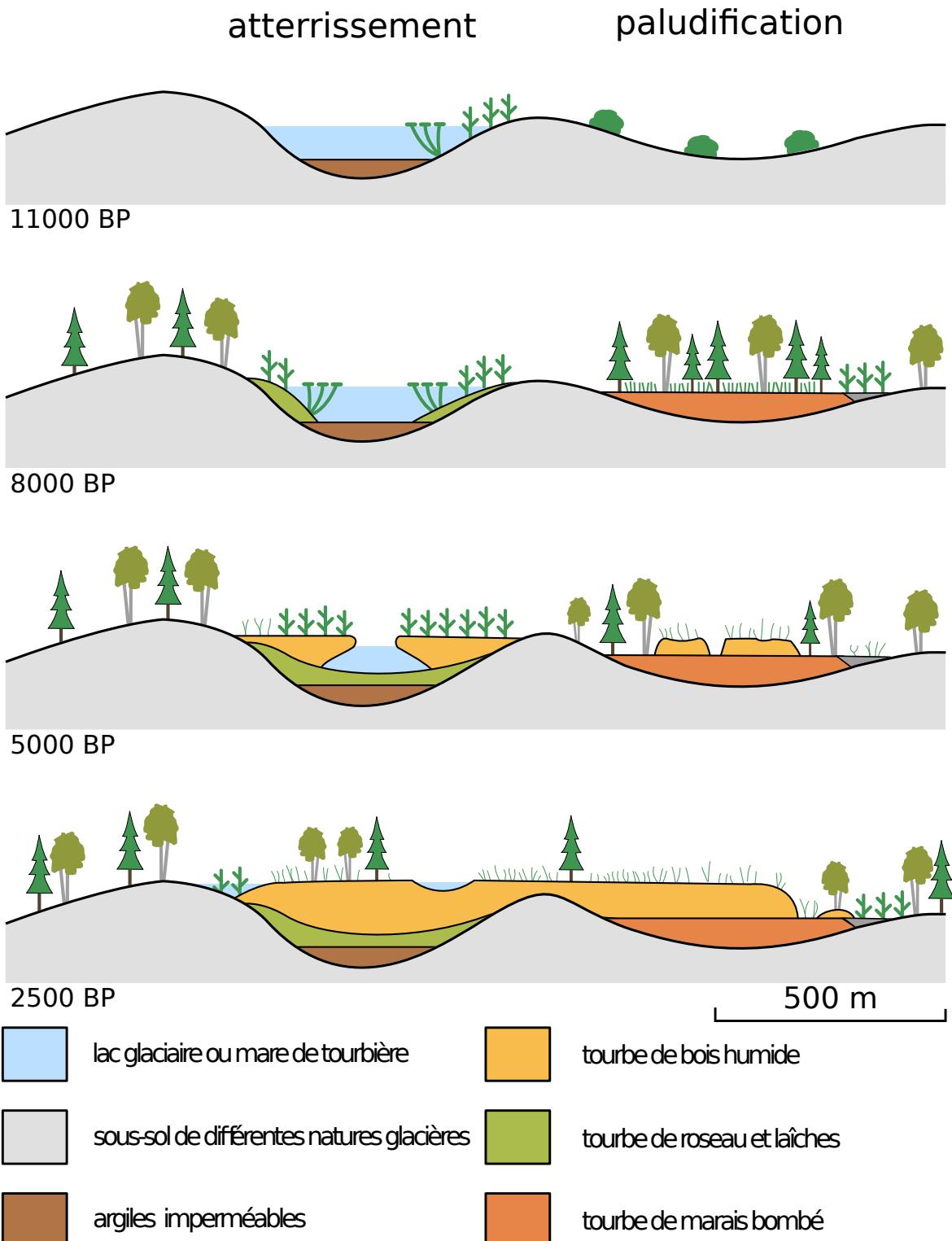


FIGURE 1.3 – Processus de formation des tourbières, à gauche l'atterrissement et à droite la paludification. modifié d'après [Manneville \(1999\)](#)

## **1.1. Les tourbières et le cycle du carbone**

---

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

### **188 1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales**

#### **189 Biodiversité dans les tourbières**

190 Les tourbières sont le siège d'une biodiversité importante et spécifique. Ainsi les  
191 Sphaignes, qui sont des bryophytes, (des mousses) sont caractéristiques des écosystèmes  
192 tourbeux. Ce sont des espèces dites ingénierues, capables de modifier l'environnement  
193 dans lequel elles vivent afin de l'adapter à leurs besoins. Les sphaignes sont ainsi capable  
194 d'abaisser le pH, de capter des nutriments et de les séquestrer et ce même quand  
195 elles n'en ont pas besoin afin d'empêcher d'autres espèces notamment vasculaire d'en  
196 profiter. Plus précisément, le fait que les sphaignes captent les nutriments via leur  
197 capitulum leur permet de les intercepter avant qu'ils ne soient captés par d'éventuelles  
198 racines positionnées plus bas ([Malmer et al., 1994](#); [Svensson, 1995](#)). Les sphaignes,  
199 comme de nombreuse mousses ont des litières relativement récalcitrantes<sup>4</sup> ([Hobbie,](#)  
200 [1996](#); [Liu et al., 2000](#)). La vitesse de décomposition relative entre les différentes espèces  
201 de sphaignes est mal connue ([Cornelissen et al., 2007](#)). Des différences ont été observées  
202 entre espèces pour les parties jeunes de la plante, mais la différence est moindre pour  
203 les parties plus anciennes ([Limpens et Berendse, 2003](#)).

---

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

Tableau 1.1 – Estimations des stocks de C pour différents environnements

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

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

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

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

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

## 1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

---

226 matières produites plus faible.

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

### 230 1.1.3 Les tourbières et les changements globaux

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

#### 235 Contrainte anthropique

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

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

247 Suite à ces perturbations, la surface de tourbières altérée est estimée à 500 000 km<sup>2</sup> en-  
248viron, principalement du fait de leur reconversion pour l'agriculture et la sylviculture  
249 ([Tableau 1.2](#)). En France, suite à leur utilisation, principalement agricole, la surface  
250 des tourbières a été réduite par deux entre 1945 et 1998, passant de 1200 km<sup>2</sup> à 600 km<sup>2</sup> ([Lap-](#)  
[palainen, 1996; Manneville, 1999](#)).

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

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

Utilisation	Surface (km <sup>2</sup> )	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

<sup>253</sup> humaines.

## <sup>254</sup> Contrainte climatique

<sup>255</sup> Comme nous l'avons dit, le stock de C accumulé par les tourbières s'est majoritairement constitué pendant l'Holocène. À cette époque déjà ces écosystèmes étaient influencés par le climat, et leur développement n'a pas été linéaire sur ces douze derniers milliers d'années. Il est reconnu que le développement des tourbières est très important au début de cette période entre il y a 12 000 et 8000 ans ([Smith et al., 2004](#); [MacDonald et al., 2006](#); [Yu et al., 2009](#)). Cette période coïncide avec le maximum thermique holocène (HTM), période pendant laquelle le climat était plus chaud que aujourd'hui ([Kaufman et al., 2004](#)). Ce constat peu sembler paradoxal si l'on considère que dans la littérature concernant les tourbières et le réchauffement actuel, la crainte de voir ces écosystèmes se transformer en source de C est majoritaire. Cependant ces même auteurs qui ont montré cette relation, entre le HTM et le développement important des tourbières, ne préjugent pas de l'effet du réchauffement actuel. Notamment [Jones et Yu \(2010\)](#) expliquent que pendant cette période de maximum thermique, existe également une saisonnalité très importante, avec des été chauds et des hivers froid, qui a dû en minimisant la respiration hivernale de ces écosystèmes, jouer un rôle important dans leur développement.

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

## 1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

---

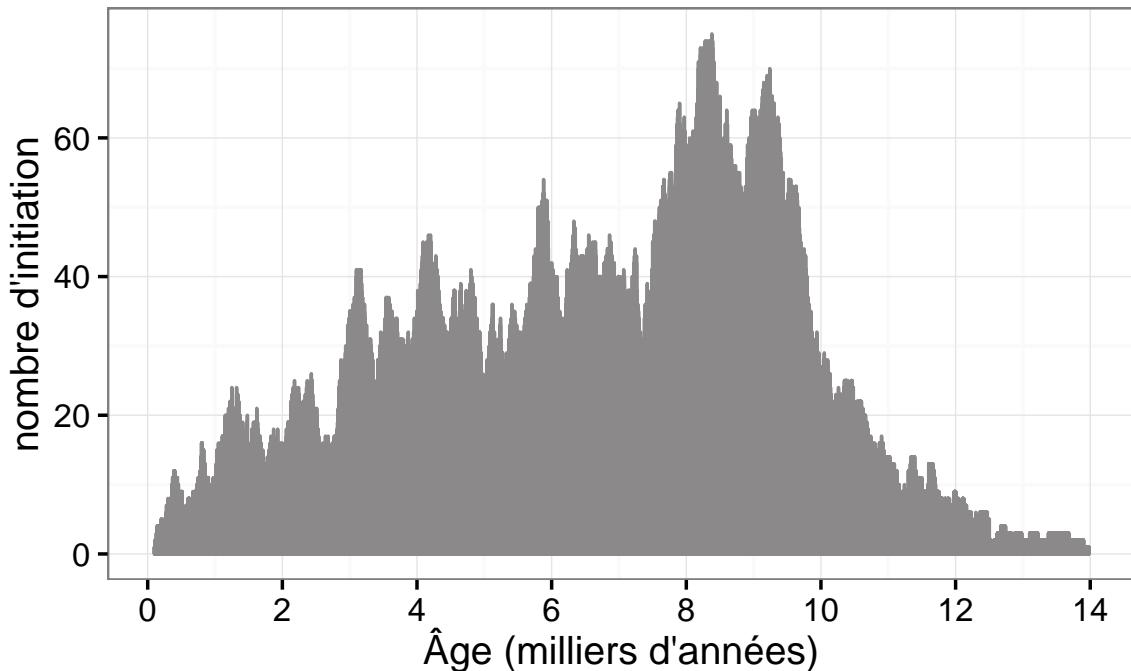


FIGURE 1.4 – Nombre de tourbières nouvellement formées pendant l'holocène. Modifié d'après ([MacDonald \*et al.\*, 2006](#))

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

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

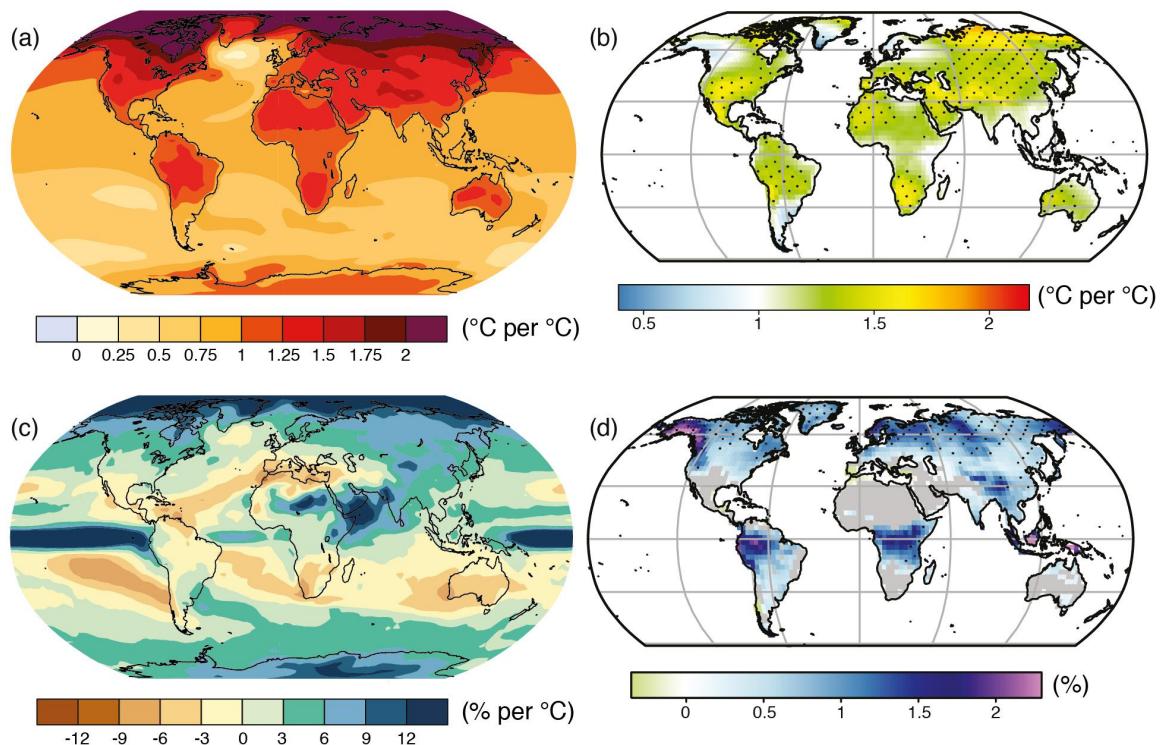


FIGURE 1.5 – Projection des changements à l'horizon 2100, des moyennes et extrêmes annuels (sur terre) des températures de l'air et des précipitations : (a) température de surface moyenne par °C de changement global moyen, (b) 90<sup>e</sup> percentile des températures journalières maximum par °C de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

<sub>284</sub> 1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs  
<sub>285</sub> contrôlants

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

<sub>291</sub> 1.2.1 GES et Tourbières

<sub>292</sub> Dans l'atmosphère le carbone est principalement présent dans l'atmosphère sous  
<sub>293</sub> forme de dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ ) et de méthane ( $\text{CH}_4$ ).

<sub>294</sub> La concentration en  $\text{CO}_2$  dans l'atmosphère fluctuait avant l'ère industrielle entre  
<sub>295</sub> 180 et 290 ppm. En 1750 au début de l'ère industrielle sa concentration était de 280 ppm  
<sub>296</sub> environ avant d'augmenter pour atteindre 391 ppm aujourd'hui (moyenne annuelle en  
<sub>297</sub> 2011) ([Ciais et al., 2014](#)). Différents processus permettent d'extraire du  $\text{CO}_2$  de l'at-  
<sub>298</sub> mosphère, la photosynthèse, la dissolution du  $\text{CO}_2$  dans l'océan et enfin l'altération de  
<sub>299</sub> silicate et les réactions avec le carbonate de calcium. Ces processus s'effectuent avec des  
<sub>300</sub> échelles de temps différentes, en conséquence après une émission de  $\text{CO}_2$ , il ne reste que  
<sub>301</sub> 40 % de cette émission après 100 ans, mais il reste toujours plus de 20 % après 1000 ans  
<sub>302</sub> et plus de 10 % après 10 000 ans ([Joos et al., 2013; Ciais et al., 2014](#)) (Figure 1.6).

<sub>303</sub> La concentration en méthane de l'atmosphère est estimée à 350 ppb il y a 18 000 ans  
<sub>304</sub> environ lors de la dernière glaciation, à 720 ppb en 1750, et à 1800 ppb aujourd'hui  
<sub>305</sub> (ou plutôt en 2011) ([Ciais et al., 2014](#)). À l'inverse du  $\text{CO}_2$  sa durée de vie dans  
<sub>306</sub> l'atmosphère est limitée : moins de 10 ans ([Lelieveld et al., 1998; Prather et al., 2012](#)).  
<sub>307</sub> Malgré cela son potentiel de réchauffement global<sup>5</sup> (PRG) est important notamment à

---

5. indice permettant de comparer le pouvoir de réchauffement des différents GES en donnant une équivalence par rapport au  $\text{CO}_2$ . Le PRG du  $\text{CO}_2$  vaut donc 1 par définition.

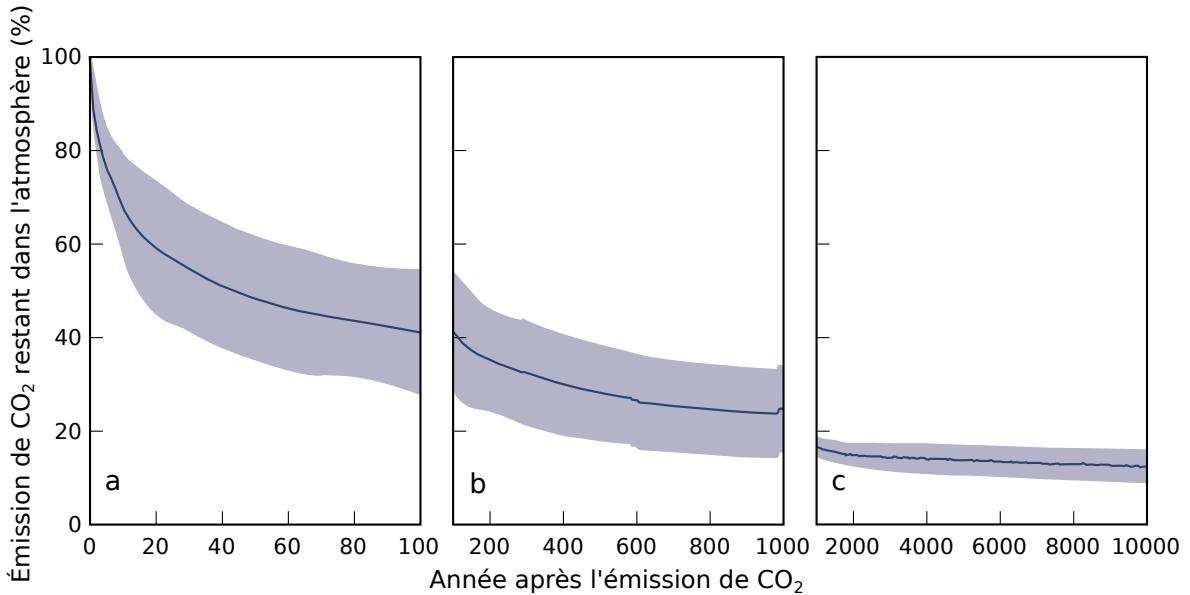


FIGURE 1.6 – Décroissance de la proportion de CO<sub>2</sub> de l'atmosphère suite à une émission idéalisée de 100 PgC. les graphes (a) et (b) est une moyenne de modèles (Joos *et al.*, 2013), le graphe (c) est une moyenne d'autres modèles (Archer *et al.*, 2009). Modifié d'après (Ciais *et al.*, 2014).

308 court terme, 72 à 20 ans. À plus long terme sont effet relativement au CO<sub>2</sub> diminue et  
 309 atteint 25 à l'horizon 100 ans. Les zones humides sont la première source naturelle de  
 310 CH<sub>4</sub> atmosphérique pour avec un flux à l'échelle globale estimé entre 145 et 285 Tg an<sup>-1</sup>  
 311 (Lelieveld *et al.*, 1998; Wuebbles et Hayhoe, 2002; Ciais *et al.*, 2014) (Tableau ?). Les  
 312 tourbières de l'hémisphère nord comptent pour 46 Tg an<sup>-1</sup> (Gorham, 1991) (**pas de**  
 313 **source plus récente ?**).

314 À l'échelle globale, le stockage de C par les tourbières, prenant en compte à la fois  
 315 le CO<sub>2</sub> et le CH<sub>4</sub>, est estimé à 70 Tg an<sup>-1</sup> (Clymo *et al.*, 1998).

### 316 1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières

#### 317 De l'atmosphère à l'écosystème

318 Avant de stocker et de conserver du carbone, le faut le capturer. Ce transfert du  
 319 carbone de l'atmosphère à la tourbe se fait sous la forme de CO<sub>2</sub>, assimilé lors de la  
 320 photosynthèse. Principalement par les végétaux supérieurs, et éventuellement, bien que  
 321 dans de moindre proportions, par des algues, des lichens ou des bactéries photosyn-  
 322 thétiques Girard *et al.* (2011). On peut écrire la réaction de photosynthèse de la façon

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

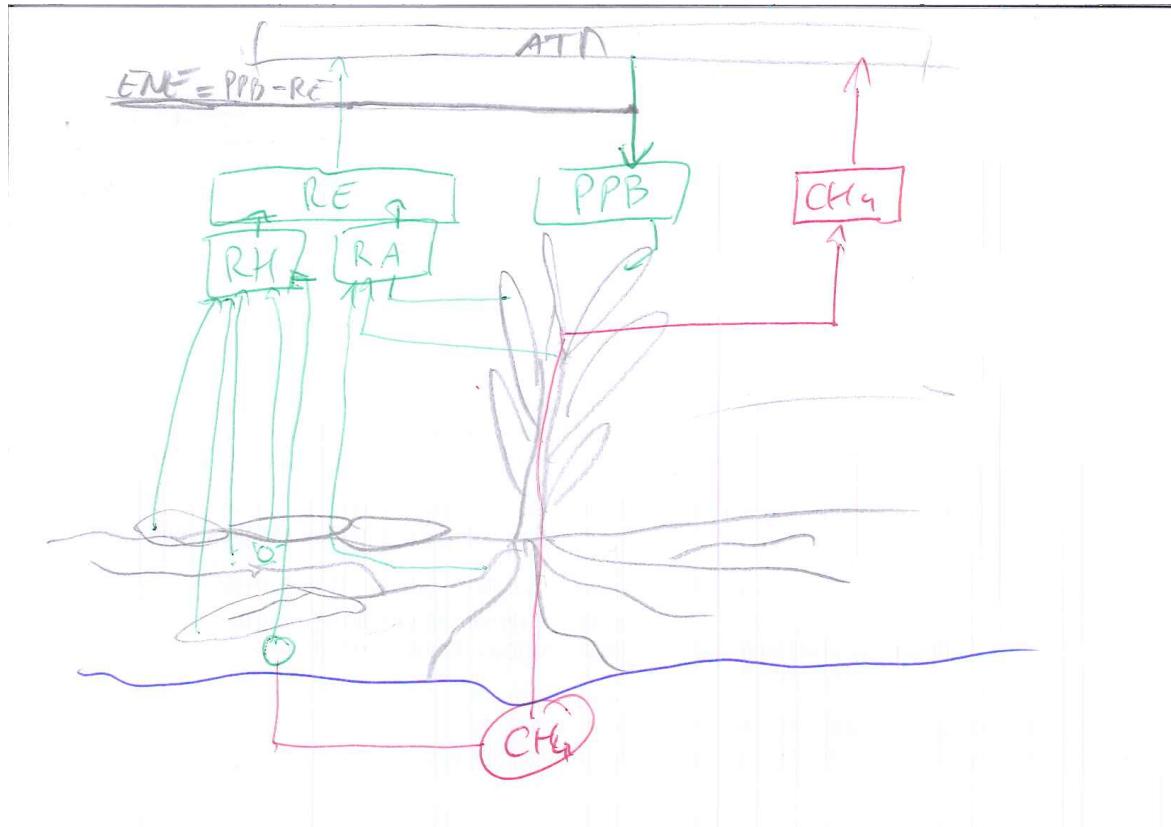


FIGURE 1.7 – schéma des flux de carbone entre une tourbière et l'atmosphère

323 suivante :



324 Si la photosynthèse est le processus majeur d'assimilation du CO<sub>2</sub>, il existe d'autres  
325 voies métaboliques permettant la capture du CO<sub>2</sub> de l'atmosphère. Ainsi les micro-  
326 organismes chemolithotrophes (**expliquer**) sont capables d'assimiler le CO<sub>2</sub> en uti-  
327 lisant l'énergie issue de l'oxydation de composés inorganiques, ce que l'on appelle la  
328 chimiosynthèse.

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

### PRODUCTION PRIMAIRE BRUTE (PPB) :

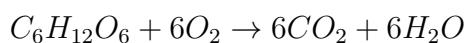
Quantité de carbone extraite de l'atmosphère et transformée en matières organiques par l'écosystème principalement par photosynthèse. Ce flux est exprimé en moles de carbone par unité de surface et de temps ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ).

Les tourbières sont des écosystèmes dont la production primaire est estimée à environ  $500 \text{ gC m}^{-2}$  (Francez, 2000). Les voies métaboliques permettant l'assimilation du  $\text{CO}_2$  sont plutôt bien connues et le fait que les substrats de départ de varient pas a permis une compréhension relativement fine du processus (Farquhar *et al.*, 1980). Cependant une fois assimilé par la végétation le devenir du carbone est moins direct. À plus long terme, et après son assimilation par la plante, le carbone est stocké principalement à travers la partie non décomposée des litières végétales. Litières qui à force de compressions et de tassemements va devenir de la tourbe.

Il n'y a pas de flux direct de  $\text{CH}_4$  de l'atmosphère vers les écosystèmes terrestres. 90 % du  $\text{CH}_4$  présent dans l'atmosphère est extrait suite à sa réaction avec des radicaux hydroxyles. Cette réaction à lieu majoritairement dans la troposphère.

### De l'écosystème à l'atmosphère

Les sources de carbone émises par les tourbières vers l'atmosphère sont multiples. D'abord différents gaz peuvent être émis, notamment le  $\text{CO}_2$  et le  $\text{CH}_4$ , éventuellement du  $\text{N}_2\text{O}$ , et certains d'entre eux peuvent avoir plusieurs sources. Au niveau cellulaire, la respiration peut être écrite sous la forme :



Le  $\text{CO}_2$  est émis dans l'atmosphère à travers différents processus, la respiration aérobie (le plus gros contributeur), les respirations anaérobies ou fermentations (e.g. du glucose, de l'acétate), ou encore l'oxydation du méthane. Les principales sources de  $\text{CO}_2$ , sont représentées dans la figure 1.7. La ou plutôt les respirations sont généralement

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

---

352 séparées en deux. D'un côté la respiration végétale, que ce soit celle de feuilles, des tiges,  
353 des racines et que l'on appelle la **respiration autotrophe**. De l'autre rassemblé sous le  
354 vocable de **respiration hétérotrophe**, la respiration de la rhizosphère, liée à l'émission  
355 d'xsudats par les racines, la décomposition des litières et des matières organiques, la  
356 respiration de la faune et l'oxydation du CH<sub>4</sub> par les organismes méthanotrophes.

357 L'ensemble de ces respirations est défini comme :

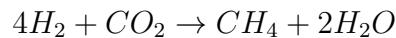
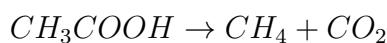
RESPIRATION DE L'ÉCOSYSTÈME (RE) :

358 Quantité de carbone émise sous forme de CO<sub>2</sub> 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  
moles de carbone par unité de surface et de temps ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ).

359 On distingue la respiration de l'écosystème de celle du sol en définissant la respiration  
360 du sol (RS) comme l'ensemble des respirations de la colonne de sol, à l'exclusion de la  
361 partie aérienne ([Luo et Zhou, 2006a](#)). Cependant, dans la littérature la respiration du  
362 sol semble parfois être considérée comme équivalente à la respiration de l'écosystème,  
363 ou du moins cette terminologie est parfois utilisée de façon synonyme à la respiration  
364 de l'écosystème ([Raich et Schlesinger, 1992](#)). Les études discriminant RS et RE montrent  
365 ainsi que dans des sols tourbeux RS compte pour plus de 60 % de RE [Lohila et al.](#)  
366 ([2003](#)) La production de CO<sub>2</sub> est donc un signal multi-sources intégré sur l'ensemble  
367 de la colonne de tourbe. C'est cette multitude de processus qui rend l'estimation de ce  
368 flux difficile, en effet chacune des respirations n'aura pas la même sensibilité vis à vis  
369 de facteurs contrôlant.

370 La strate muscinale pouvant jouer/participer/produire jusqu'à 80 % de la produc-  
371 tion primaire ([Francez, 2000](#)). Cette production primaire n'est pas particulière élevée  
372 (**Réf needed**) et c'est en fait la faible décomposition des matières organiques qui per-  
373 met aux tourbières de stocker du carbone. L'accumulation moyenne estimée dans les  
374 tourbières boréales est de 30 gC m<sup>-2</sup>. Le taux d'accumulation varie en fonction des  
375 espèces végétales présentes ((**Réf needed**)), le niveau d'eau ((**Réf needed**)), ... (???)  
376 Conséquence du niveau de nappe élevé des tourbières, le développement d'une zone

377 anoxique importante dans la colonne de sol favorise la production de CH<sub>4</sub>. Il est pro-  
 378 duit par des Archaea méthanogènes, des organismes anaérobies vivants sous le niveau  
 379 de la nappe. En moyenne des flux de CH<sub>4</sub> mesurés dans les tourbières s'étendent  
 380 de 0 à plus 0,96 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>, avec généralement des flux compris entre 0,0048 et  
 381 0,077 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> ([Blodau, 2002](#)). Le CH<sub>4</sub> est principalement produit à partir d'acé-  
 382 tate (CH<sub>3</sub>COOH) ou de dihydrogène (H<sub>2</sub>), ces deux composés étant dérivés de la dé-  
 383 composition préalable de matières organiques ([Lai, 2009](#)).



384 Le CH<sub>4</sub> produit est transporté dans l'atmosphère par diffusion, ébullition ou à travers  
 385 certaines plantes ([Joabsson \*et al.\*, 1999](#); [Colmer, 2003](#)). Pendant ce transport le CH<sub>4</sub>  
 386 peut être oxydé par des organismes méthanotrophes. (**Détailler dégradation CH<sub>4</sub>**)  
 387 Cette transformation produit tour à tour différents composés (méthanol, formaldéhyde,  
 388 formate) aboutissant à la production de CO<sub>2</sub> ([Whalen, 2005](#)).



389 On défini le flux de CH<sub>4</sub> comme :

FLUX DE CH<sub>4</sub> (F<sub>CH<sub>4</sub></sub>) :

390 Quantité de carbone émise sous forme de CH<sub>4</sub> par l'écosystème dans l'at-  
 mosphère, suite au bilan des processus de création et de destruction de la  
 molécule. Ce flux est exprimé en moles de carbone par unité de surface et  
 de temps (µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>).

### 391 Conventions

392 Dans ce document les flux (RE, PPB et F<sub>CH<sub>4</sub></sub>) sont exprimés en valeur absolue  
 393 afin de faciliter leur étude. Les bilans seront établis en prenant l'écosystème comme  
 394 référence : les flux RE et F<sub>CH<sub>4</sub></sub> seront comptés négativement et la PPB sera comptée

395 positivement. Ainsi on défini

L'ÉCHANGE NET DE L'ÉCOSYSTÈME (ENE) :

Bilan de la quantité de CO<sub>2</sub> émise par l'écosystème : ENE=PPB–RE. Ce flux est exprimé en moles de carbone par unité de surface et de temps ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ).

397 Ce terme correspond, au référentiel près, au *Net Ecosystem Exchange* anglais, qui prend  
398 l'atmosphère comme référence<sup>6</sup> (ENE=–NEE) (Chapin *et al.*, 2006).

399 Par la suite l'abréviation PPB et le mot photosynthèse seront employés de façon  
400 inter-changeable de même que RE et respiration et se rapportera à ces flux, sauf mention  
401 contraire.

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

### 408 1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux

409 Dans cette partie seront décrit les facteurs qui contrôlent les flux de carbone en  
410 commençant à une échelle relativement fine pour atteindre celle de l'écosystème qui  
411 nous intéresse plus particulièrement. Cette échelle inclue la colonne de tourbe, le mé-  
412 socosme, en tant que partie d'un ensemble plus vaste, en tant que sous-écosystème.  
413 Elle inclue forcément l'écosystème dans son sens général, regroupant les écosystèmes  
414 tourbeux mais également l'écosystème au sens plus spécifique de l'entité étudiée. Les  
415 facteurs majeurs qui contrôlent ces flux de carbone sont globalement connus. Comme  
416 bon nombre de réactions biochimiques les vitesses de réaction des processus décrit  
417 précédemment sont fonction de la température. Cette relation est connue depuis long-  
418 temps. Elle a été mise en évidence par un chimiste suédois en 1889 : Svante August

---

6. Attention cependant, certains papiers changent cette convention

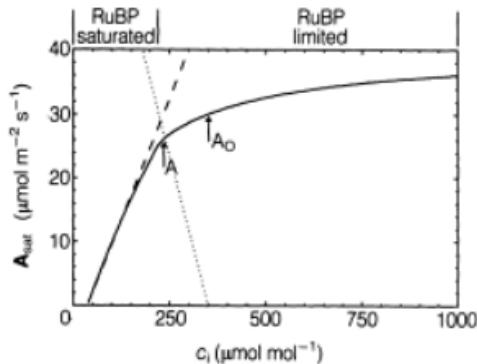


Fig. 9.10. A generalised response of the light saturated  $\text{CO}_2$  assimilation rate ( $A_{\text{sat}}$ ) to leaf internal  $\text{CO}_2$  mole fraction ( $c_i$ ) as described by equation 9.18.  $A_{\text{sat}}$  on the initial slope of the curve is limited by the carboxylation efficiency (dashed line) and is therefore RuBP saturated. Beyond the inflection of the curve,  $A_{\text{sat}}$  is assumed to be limited by the potential rate of regeneration of RuBP and is therefore RuBP limited. Point A represents the operating point, i.e. the rate of  $\text{CO}_2$  assimilation that would be achieved given an external  $\text{CO}_2$  concentration ( $c_a$ ) of  $354 \mu\text{mol mol}^{-1}$  and the actual stomatal conductance; in this example  $g_s = 0.235 \text{ mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ . Point  $A_0$  illustrates the  $A_{\text{sat}}$  that would be achieved if there was no stomatal restriction, i.e.  $g_s = \infty$  and  $c_i = c_a$ . The dotted line indicates the 'supply function', the  $c_i$  obtained for a given  $g_s$  with varying  $A_{\text{sat}}$ .

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

419 Arrhenius sur la base de travaux réalisés par un autre chimiste, néerlandais, Jacobus  
 420 Henricus Van’t Hoff. Le niveau de la nappe, interface entre un monde oxique et un  
 421 monde anoxique, et la teneur en eau du sol vont également jouer sur ces flux. La végé-  
 422 gation également que ce soit de façon directe comme siège de la photosynthèse ou  
 423 indirecte, notamment en fournissant des nutriments de son vivant à travers les exsudats  
 424 racinaires, ou à sa mort en devenant litière.

#### 425 la photosynthèse

426 À l’échelle d’un végétal, la quantité de carbone assimilable par la photosynthèse  
 427 est fonction de la quantité de lumière reçue (Long et Hällgren, 1993). La quantité  
 428 de carbone assimilée augmente d’abord de façon linéaire avec le rayonnement, avant  
 429 d’être limitée par la régénération d’une enzyme, la Rubisco<sup>7</sup>, nécessaire à la fixation  
 430 du  $\text{CO}_2$  (Figure 1.8). Les limitations de l’assimilation, que ce soit la pente initiale de la

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

431 partie linéaire, ou l'assimilation maximale, varient de façon importante en fonction de  
432 l'espèce considérée ([Wullschleger, 1993](#)). La régénération de la Rubisco, qui limite la  
433 photosynthèse, est contrainte par la capacité de transport des électrons. La vitesse de  
434 ce transport est liée à la température et est traditionnellement décrit par une équation  
435 d'arrhenius modifiée, relativement complexe, ou par une équation simplifiée ([Farquhar  
436 et al., 1980; June et al., 2004](#)).

437 **Teneur en eau vs plante** Le niveau de la nappe constraint également la teneur  
438 en eau du sol et la hauteur de la frange capillaire. Cette dernière atteint généralement  
439 la surface tant que le niveau de la nappe ne descend pas en dessous de 30 à 40 cm  
440 ([Laiho, 2006](#)). La hauteur du niveau d'eau va influer sur le bien-être des différentes  
441 communautés végétales. Un niveau d'eau important risque de diminuer l'accès de la  
442 végétation vasculaire à l'oxygène par leur racines et aux substrats tandis qu'il sera  
443 propice au développement de sphaignes. À l'inverse un niveau d'eau faible risque de  
444 faciliter le développement de certains végétaux vasculaires au détriment des bryophytes  
445 (**Réf needed**).

446 À l'échelle de communautés végétales, des groupes de végétaux, la productivité  
447 primaire varie. Les bryophytes n'ont pas la même productivité primaire que les graminées  
448 ou que les arbustes. En plus de ces différences entre groupes de végétaux, il existe également des différences de productivité pour un même groupe selon le type de  
449 tourbière ([Moore et al., 2002](#) dans [Rydin et Jeglum, 2013a](#)). Alors que dans les tourbières de haut-marais, les sphaignes et les arbustes ont une productivité importante,  
450 les herbacées et graminées ont une productivité beaucoup plus faible. À l'inverse ce sont les herbes et les graminées qui ont la plus forte productivité dans les tourbières  
451 de bas-marais pauvres. Elles sont suivies par les sphaignes puis les arbustes. Au sein  
452 même de ces groupes la productivité peut varier de façon importante, c'est ce que  
453 montrent [Gunnarsson \(2005\)](#) avec les sphaignes, dont la productivité, selon l'espèce et  
454 les conditions dans lesquelles elle vit, varie fortement (Figure 1.9).

455 458 Compétitions inter-espèces ?

459 La composition des communautés végétales va également influer sur le potentiel

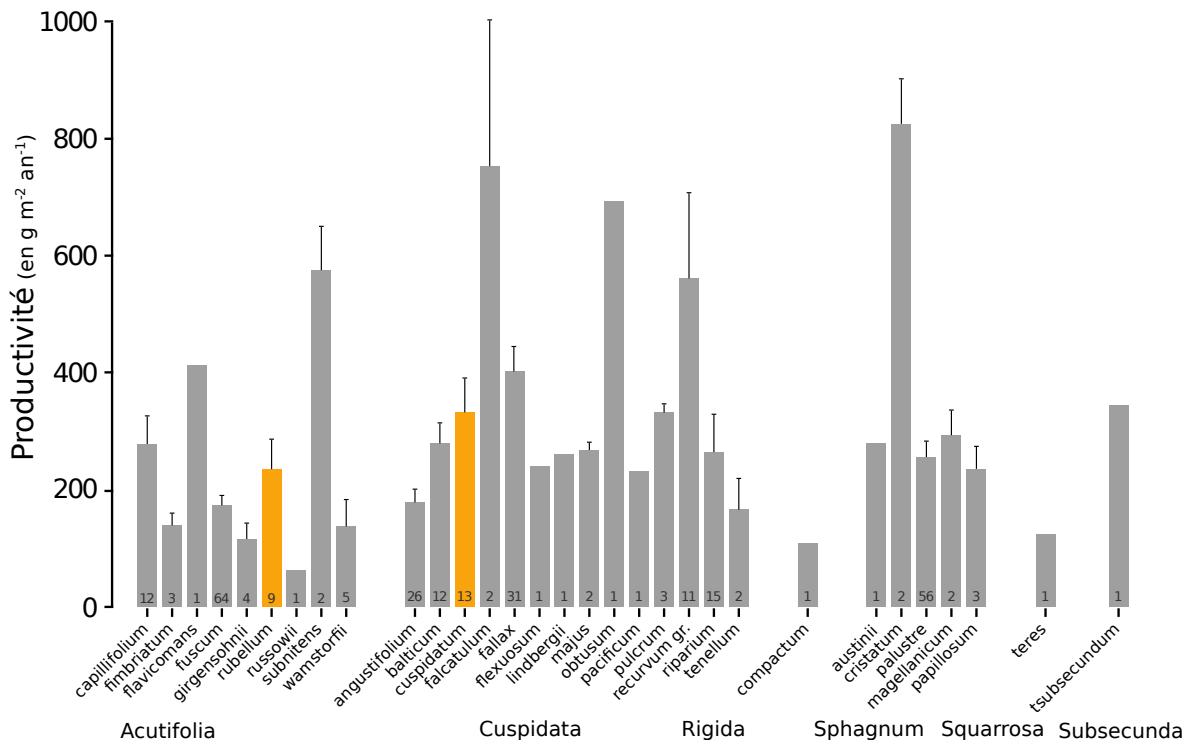


FIGURE 1.9 – Productivités moyennes des espèces de sphaignes en  $\text{g m}^{-2} \text{an}^{-1}$ . Les barres d'erreurs représentent l'erreur standard. Le nombre d'observation est indiqué par les nombres à l'intérieur des barres. Les espèces en orange sont celles rencontrées sur le site d'étude. modifié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

460 photosynthétique de l'écosystème, qui peut varier selon le végétal considéré (Moore  
461 et al., 2002).

462 L'effet d'une variation du niveau de la nappe et de la température, jouant sur  
463 la végétation va également jouer sur la PPB. Distinguer ces deux facteurs n'est pas  
464 anodin, la majorité des études réalisées sur le terrain montre les effets des deux fac-  
465 teurs combinés. Ainsi Cai et al. (2010) ont montré que des conditions plus chaudes  
466 et sèches pouvaient augmenter la PPB. L'effet du niveau de la nappe peut varier se-  
467 lon le contexte : Dans une étude des effets à long terme de variation du niveau de la  
468 nappe, Ballantyne et al. (2014) montrent qu'une baisse du niveau de la nappe entraîne  
469 une augmentation de la PPB en facilitant l'accès des plantes vasculaire à l'oxygène  
470 et aux nutriments. Paradoxalement, la hausse d'un niveau de nappe, initialement bas  
471 et entraînant un stress hydrique important, conduira également à une augmentation  
472 de la PPB (Strack et Zuback, 2013). Ces effets sont variables selon les communautés  
473 végétales et le contexte dans lequel elles se trouvent. Pour un gradient de niveau de

474 nappe qui augmente dans une tourbière de haut-marais, [Weltzin et al. \(2000\)](#) montent  
475 une diminution de la productivité des arbustes, tandis que celle des graminées n'est  
476 pas affectée. À l'inverse, pour un gradient similaire dans une tourbière de bas-marais,  
477 la productivité des arbustes n'est pas affectés tandis que celle des graminées augmente.  
478 Un opposition similaire est également relevé concernant les graminées soumises à un  
479 traitement infra-rouge afin de les réchauffer. Ces dernières voient leur productivité di-  
480 minuer dans la tourbière de haut-marais et augmenter dans la tourbière de bas-marais.  
481 [Munir et al. \(2015\)](#) isolent également l'effet de la température en utilisant des OTC  
482 (*Open Top Chamber*). Ces dispositifs, ressemblent à des serres ouvertes et permettent  
483 de réchauffer une zone de la tourbière. Ils montrent que dans les zones sans manipula-  
484 tion du niveau de la nappe, le réchauffement des OTC, augmente la PPB.

### 485 La RE

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

### 499 Partitionnement de la RE

500 À l'échelle de l'écosystème de nombreuses études ont mis en évidence une corré-  
501 lation positive entre la respiration et la température ([Singh et Gupta, 1977; Raich et](#)

502 Schlesinger, 1992; Luo et Zhou, 2006b). Cependant la diversité cumulée des proces-  
 503 sus, communautés et des conditions environnementales qui joue sur la respiration, font  
 504 qu'aucune équation ne fait réellement consensus. Malgré tout, la majorité d'entre-elles  
 505 décrivent une augmentation exponentielle de la respiration avec la température. Ainsi  
 506 dans les tourbières, des études de terrain ont montré que dans des conditions plus  
 507 chaude, mais également plus sèche étant donné que ces deux conditions sont diffi-  
 508 cilement séparable sur le terrain, la RE a tendance à augmenter (Aurela *et al.*, 2007;  
 509 Cai *et al.*, 2010; Ward *et al.*, 2013). Des études à base de mésocosmes<sup>8</sup> prélevés sur  
 510 le terrain ont également montré la relation entre les variation de RE et celle de la  
 511 température(Updegraff *et al.*, 2001; Weedon *et al.*, 2013).

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

516 De façon plus indirecte, le type de végétation joue sur la vitesse de décomposition  
 517 des litières. La végétation peut également stimuler la respiration des micro-organismes  
 518 présent dans la rhizosphère<sup>9</sup> via la libération d'exsudats racinaires (Moore *et al.*, 2002).

## 519 l'ENE

520 On défini l'Échange Net de l'Écosystème (ENE) comme la différence entre la Pho-  
 521 tosynthèse Primaire Brute (PPB) et la Respiration de l'écosystème (RE). Les facteurs  
 522 contrôlants l'ENE sont donc les mêmes que ceux qui contrôlent ces 2 flux. Cependant  
 523 l'effet d'un même facteur de contrôle peut être différent vis à vis de PPB et de RE  
 524 selon le contexte environnemental, que ce soit par rapport à la nature de l'effet ou son  
 525 importance. Ainsi une variation de l'ENE peut parfois est contrôlé majoritairement  
 526 soit par la PPB soit par la RE soit par les deux. Par exemple, une baisse du niveau de  
 527 la nappe est souvent liée dans la littérature à une baisse de l'ENE. Cependant certains  
 528 attribuent cette baisse à une augmentation de la Respiration (Alm *et al.*, 1999; Ise

---

8. définition méso

9. zone du sol impacté par les racines

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

---

529     *et al., 2008*) (aurela2013, oechel1993) quand d'autres l'attribuent à une diminution de  
530     la photosynthèse ([Sonnenstag et al., 2010](#); [Peichl et al., 2014](#)). Enfin certain voient un  
531     effet à la fois de l'augmentation de la respiration et de la diminution de la photosynthèse  
532     ([Strack et Zuback, 2013](#)).

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

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

### 541     **Le CH<sub>4</sub>**

542       La production du CH<sub>4</sub>, par des Archaea méthanogènes principalement à partir  
543     d'H<sub>2</sub> et d'acétate, est contrôlée par la disponibilité de ces substrats ([Segers, 1998](#)).  
544       L'ajout de substrats à destination des méthanogènes (acétate, glucose, éthanol) tend à  
545     augmenter les émissions de CH<sub>4</sub> [Coles et Yavitt \(2002\)](#). Le niveau de la nappe est un  
546     autre facteur contrôlant les flux de CH<sub>4</sub>. Généralement plus le niveau est important plus  
547     la zone potentiel de production du CH<sub>4</sub> est importante et plus les émissions sont fortes  
548     ([Pelletier et al., 2007](#)). Par contre une augmentation du niveau de la nappe au dessus de  
549     la surface peut conduire à une diminution des émissions de CH<sub>4</sub> (bubier1995,sundh1995  
550     dans lai2009) Les flux sont d'autant plus forte en présence de végétation ([Pelletier et al.,  
551     2007](#)). Enfin la température joue généralement un rôle important, augmentant la vitesse  
552     de production et pouvant faciliter son transport par ébullition ou via la végétation ([Lai,  
553     2009](#)).

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

556       Enfin certaines plantes vasculaires, adaptées aux conditions de saturations en eau,

557 peuvent faciliter l'échange de gaz entre l'atmosphère et l'écosystème grâce à un espace  
558 intercellulaire agrandit, l'Aerenchyme.

559 Cependant la sensibilité des flux à ces facteurs ne fait pas consensus et peut varier  
560 selon les conditions environnementales ou l'échelle de temps ou d'espace considérée.  
561 Par la suite nous considérons les processus à l'échelle d'une colonne de sol ou d'un  
562 écosystème et comment ils sont estimés.

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

#### 567 1.2.4 Bilans de C à l'échelle de l'écosystème

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

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

Tableau 1.3 – Vitesse apparente d'accumulation du carbon à long terme en gC m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>

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

584 **Estimation des bilans de carbone passé**

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

587 **tableau LORCA ajouter colonne contexte (exple : 7 tourbières ombro-  
588 trophes)**

589 **Estimation des bilans de carbone contemporain**

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

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

593 — ENE : Échange Net de l'Écosystème

594 — PPB : Production Primaire Brute

595 — Re : Respiration de l'Écosystème

596 —  $F_{COP}$  : Flux de Carbone Organique Dissous

597 —  $F_{COP}$  : Flux de Carbone Organique Particulaire

598 —  $F_{CH_4}$  : Flux de Méthane

599 —  $F_{CID}$  : Flux de Carbone Inorganique Dissous  
600 —  $F_{COV}$  : Flux de Composés Organique Volatils  
601 —  $F_{CO}$  : Flux de Monoxyde de Carbone  
602 Les bilans les plus complets réalisées sur les tourbières comprennent la partie ga-  
603 zeuse, dissoute...  
604 Dans les tourbières, les flux de  $CO_2$  sont généralement les plus importants (**Réf**  
605 **needed**), puis les flux de  $CH_4$  et/ou de COD et enfin les flux de COP.  
606 Pour estimer ces flux différentes techniques existent, notamment l'eddy covariance  
607 et les méthodes de chambre pour les flux de gaz.  
608 D'autres méthodes, moins souvent utilisées, existent comme l'utilisation du ratio  
609 C :N (Kirk2015)

### 610 1.2.5 Méthodologies, mesures et estimation des flux

#### 611 Mesure des flux de gaz

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

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

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

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

---

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

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

638 Ces différentes méthodes ont divers avantages et inconvénients.

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

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

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

### 644 Estimation des flux

645 Quand ils ne peuvent pas être mesurés avec une haute fréquence, que ce soit à  
646 l'aide de tour Eddy-covariance ou de chambres automatiques, les flux sont estimés à  
647 partir de mesures ponctuelles. La respiration est généralement estimée en utilisant la  
648 température que ce soit celle de l'air ([Bortoluzzi et al., 2006](#)) ou celle du sol à différentes  
649 profondeurs : -5 cm ([Görres et al., 2014; Ballantyne et al., 2014](#)), -10 cm [Kim et Verma](#)  
650 ([1992](#)); [Zhu et al. \(2015\)](#)). Le niveau de la nappe est parfois pris en compte ([Strack et](#)  
651 [Zuback, 2013; Munir et al., 2015](#)), plus rarement la végétation ([Bortoluzzi et al., 2006;](#)  
652 [Karki et al., 2015](#)).

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

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

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



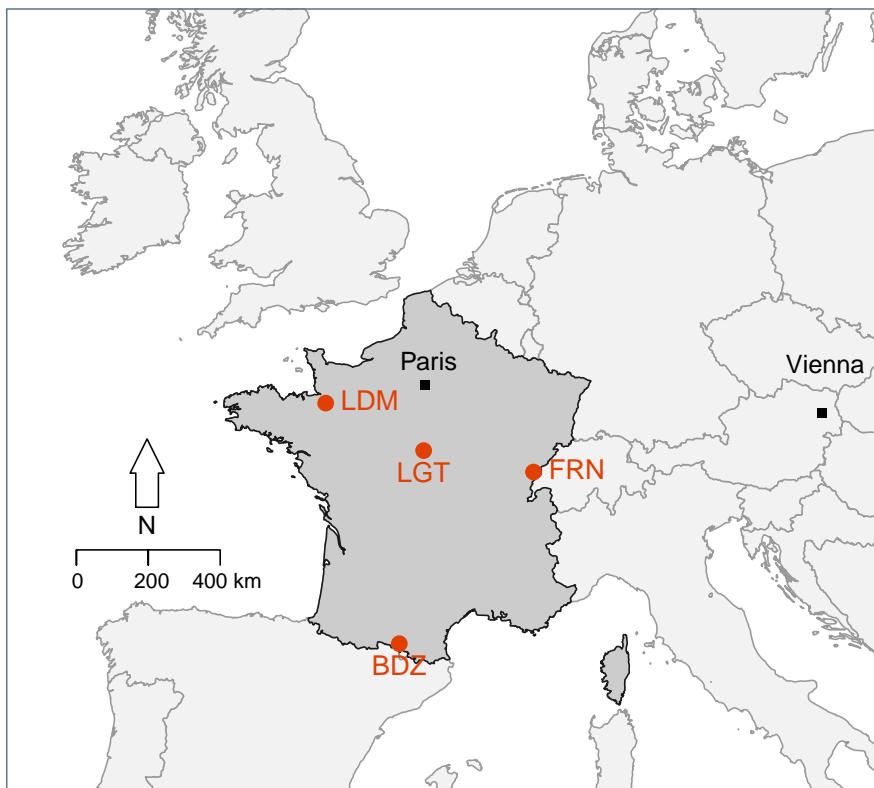
## <sup>662</sup> 2 Sites d'études et méthodologies employées

<sup>663</sup>

<sup>664</sup>	<b>2.1 Présentation de la tourbière de La Guette</b>	<sup>40</sup>
<sup>665</sup>	<b>2.2 Autres sites du service national d'observation</b>	<sup>45</sup>
<sup>666</sup>	<b>2.3 Mesures de flux</b>	<sup>46</sup>
<sup>667</sup>	2.3.1 Les mesures de CO <sub>2</sub>	<sup>46</sup>
<sup>668</sup>	2.3.2 Les mesures de CH <sub>4</sub>	<sup>48</sup>
<sup>669</sup>	2.3.3 Le calcul des flux	<sup>49</sup>
<sup>670</sup>	<b>2.4 Facteurs contrôlants</b>	<sup>50</sup>
<sup>671</sup>	2.4.1 acquisitions automatisées	<sup>50</sup>
<sup>672</sup>		
<sup>673</sup>		
<sup>674</sup>		

## 675 2.1 Présentation de la tourbière de La Guette

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



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

FIGURE 2.1 – Site d'études SNO

679 La tourbière de La Guette est située à Neuvy-sur-Barangeon, en Sologne, ( $N\ 47^{\circ}19'44''$ ,  
680 E  $2^{\circ}17'04''$ ) dans le département du Cher (Figure 2.1). Le site s'étend sur une surface  
681 d'une vingtaine d'hectare avec une géométrie relativement allongée 2.2. Cette surface  
682 la classe parmi les plus grandes de Sologne. L'épaisseur moyenne de la tourbe est de  
683 80 cm avec des maximums locaux atteignant 180 cm. La tourbière de La Guette est pro-  
684 bablement topogène (Réf needed), formée par l'accumulation d'eau de pluie dans une  
685 cuvette imperméabilisée par une couche d'argile issue d'alluvions de la rivière du même  
686 nom (La Guette). Les précipitations annuelles moyennes sur le site sont de 880 mm et

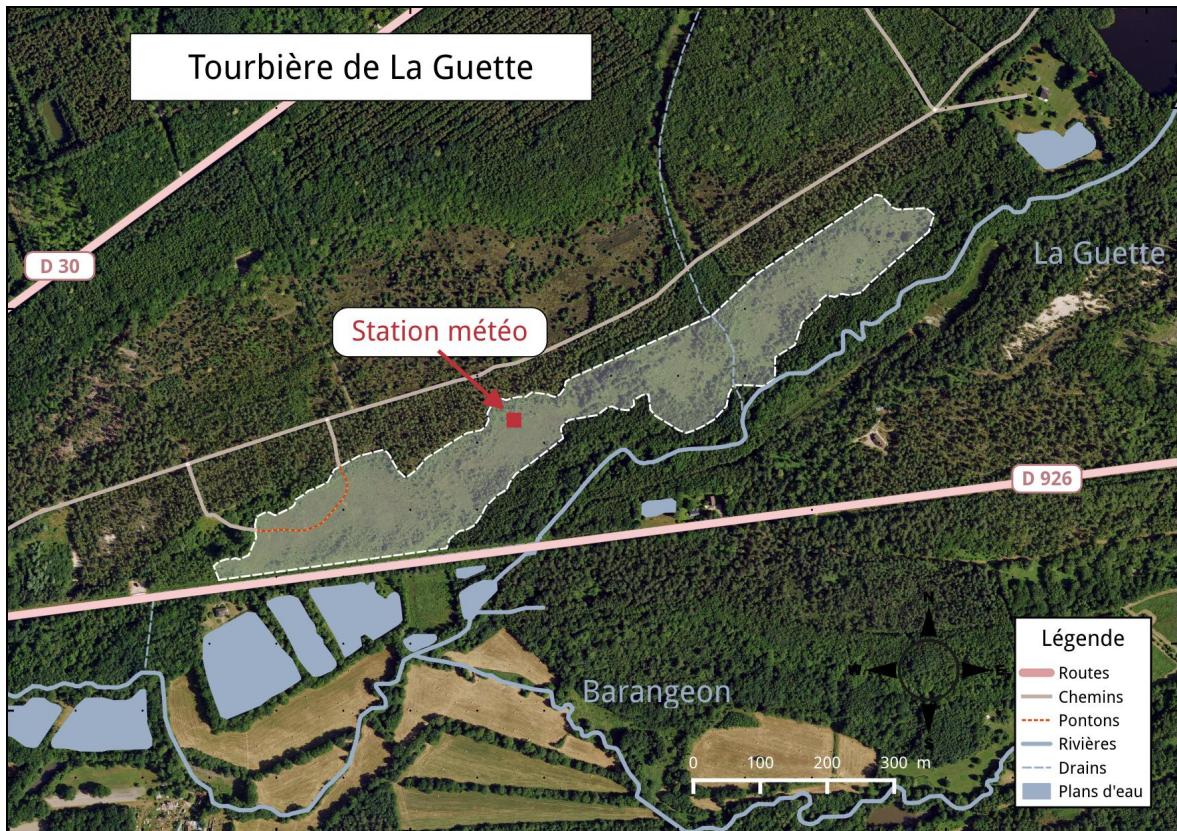


FIGURE 2.2 – Carte de la tourbière de La Guette

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

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

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

## 2.1. Présentation de la tourbière de La Guette

---

701 (2015) a pu calculé, grâce à l'étude de photos aérienne, la vitesse de fermeture du site,  
702 entre 1945 et 2010, estimée à  $2020 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$  avant l'incendie de 1976 et à  $3469 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$   
703 après. La tourbière est également envahie de façon importante par la molinie bleue  
704 (*Molinia caerulea*) de la famille des *Poaceae* (Figure 2.3c). Leur présence favorisant la  
705 dégradation des matières organiques (Gogo *et al.*, 2011). Sont également présentes sur  
706 le site un certain nombre d'espèces caractéristiques des tourbières comme les sphaignes,  
707 principalement *Sphagnum cuspidatum* et *Sphagnum rubellum*, qui forment des tapis.  
708 Un tapis de sphaignes en cours de formation est visible sur la photo 2.3a. Sur cette  
709 même photo sont également visible des Linaigrettes à feuilles étroites (*Eriophorum*  
710 *angustifolium*), une plante de la famille des *Cyperaceae* caractéristique des marais et  
711 des landes tourbeuses (Rameau *et al.*, 2008). Des bruyères sont également présentes de  
712 façon importante sur le site avec notamment *Erica tetralix*, parfois appelée la Bruyère  
713 des marais, de la famille des *Ericaceae* (Figure 2.3b). De la même famille est présente  
714 sur le site, mais de façon moins omniprésente, la Callune (*Calluna vulgaris*). L'ensemble  
715 de ces espèces tendent à préférer les milieux riches en matières organiques et pauvres  
716 en nutriment (tela-botanica). D'autres espèces sont présentes sur ce site notamment,  
717 *Rhynchospora alba* de la famille des *Cyperaceae*, *Juncus bulbosus*(image annexe ?),  
718 de la famille de *Juncaceae*, et des Droséras, une plante insectivore, de la famille des  
719 *Droseraceae* (Annexe A, Figure 7a) .

720 Au cours des dernières années, les précipitations sont relativement différentes avec  
721 deux années plus sèche que la moyenne avant 2013 et deux années plus humide en 2013  
722 et 2014 (Figure 2.4). On observe également cette dualité au niveau du niveau de la  
723 nappe. Avant 2013 les étés sont marqués par des étiages important avec des baisses du  
724 niveau de nappe allant jusqu'à -60 cm en 2012 (Figure 2.5). Après 2013, les étiages  
725 sont beaucoup moins importants sur le site (Figure 2.6). Les variations inter-annuelles  
726 de la température moyenne de l'air semblent moins marquées. L'année 2011 est très  
727 proche de 2014 avec une température moyenne supérieure à 11 °C. De la même façon  
728 les années 2012 et 2013 sont très proche avec des température moyenne inférieure à  
729 10 °C.



(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

---

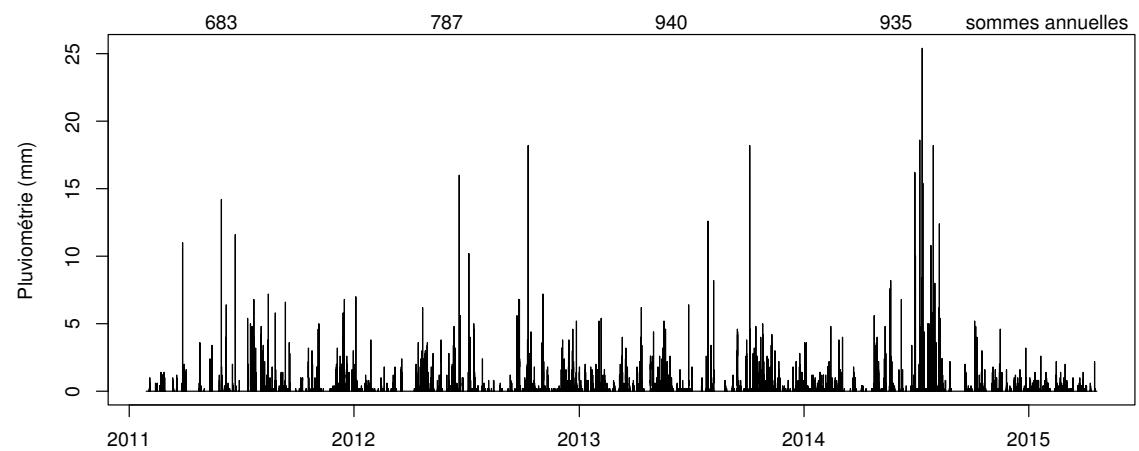


FIGURE 2.4 – Évolution du niveau de la pluviométrie, en mm, des années 2011 à 2014

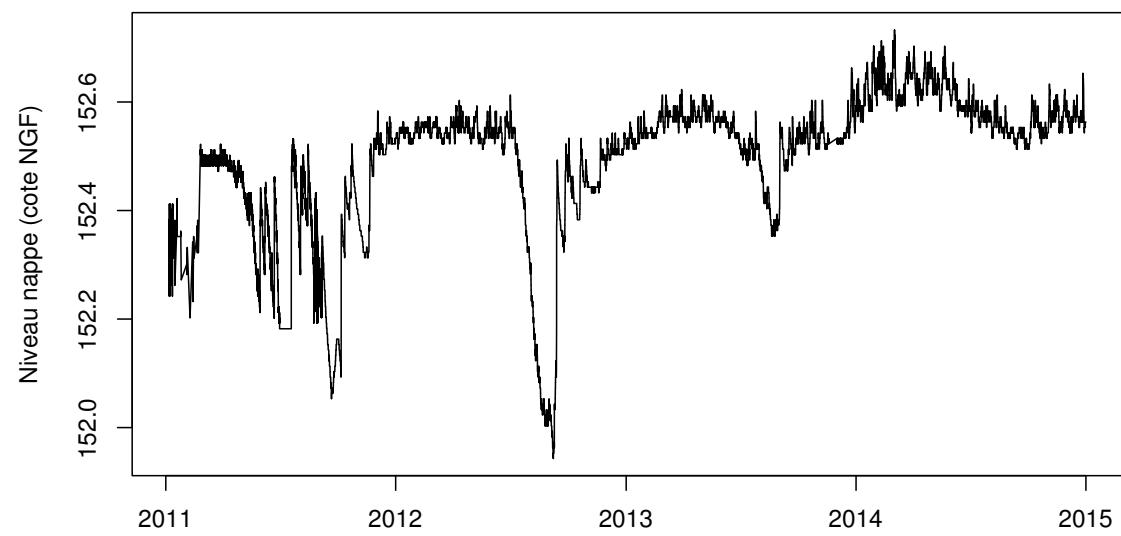


FIGURE 2.5 – Évolution du niveau de la nappe, en cm par rapport à la surface, des années 2011 à 2014

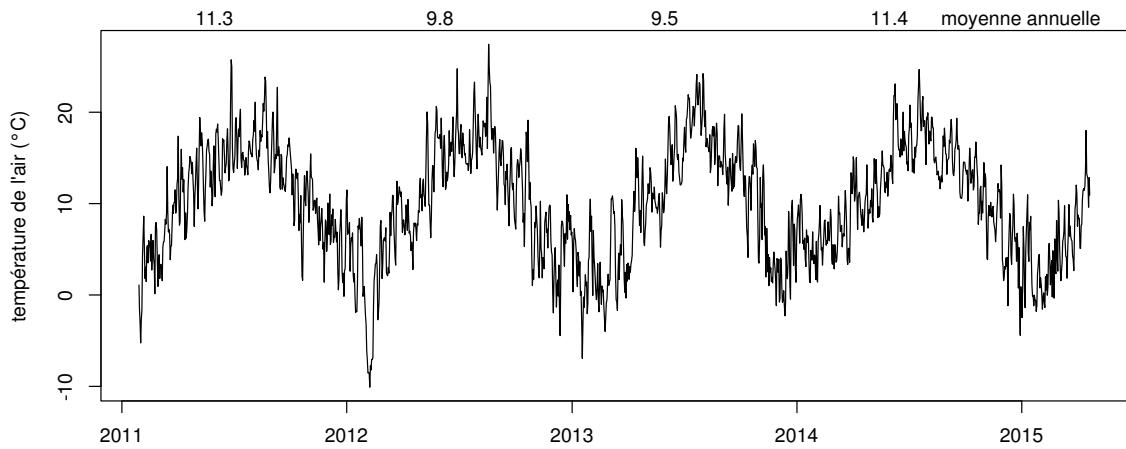


FIGURE 2.6 – Évolution de la température de l'air (en °C) des années 2011 à 2014

## <sup>730</sup> 2.2 Autres sites du service national d'obser- <sup>731</sup> vation

<sup>732</sup> Bien que moins étudiés, les autres sites du SNOT, Bernadouze, Frasne et Landemara-  
<sup>733</sup> rais ont également fait l'objet d'un suivi ponctuel en 2013. La tourbière de Bernadouze  
<sup>734</sup> est situé à 1400 m dans les Pyrénées, en Ariège (N 42°48'09'', E 1°25'24''). Elle est  
<sup>735</sup> relativement petite avec 3,75 ha seulement. La tourbière de Frasne est situé à 840 m  
<sup>736</sup> dans le Doubs et s'étend sur une surface de 98 ha. Enfin la tourbière de Landemarais  
<sup>737</sup> est située en Ille-et-villaine, à 154 m et s'étend sur 23 ha. les températures annuelles  
<sup>738</sup> moyennes sur ces trois sites sont respectivement de 6, 7,5 et 11 °C. les précipitations  
<sup>739</sup> annuelles étant de 1700, 1400, 870 mm.

<sup>740</sup> Au sein de ses sites de nombreuses mesures ont été effectuées et notamment des  
<sup>741</sup> mesures de flux de GES notamment le CO<sub>2</sub> et le CH<sub>4</sub>. La méthodologie utilisée pour  
<sup>742</sup> les mesurer étant transverse aux différentes expérimentations elle sera détaillée dans  
<sup>743</sup> ce chapitre.

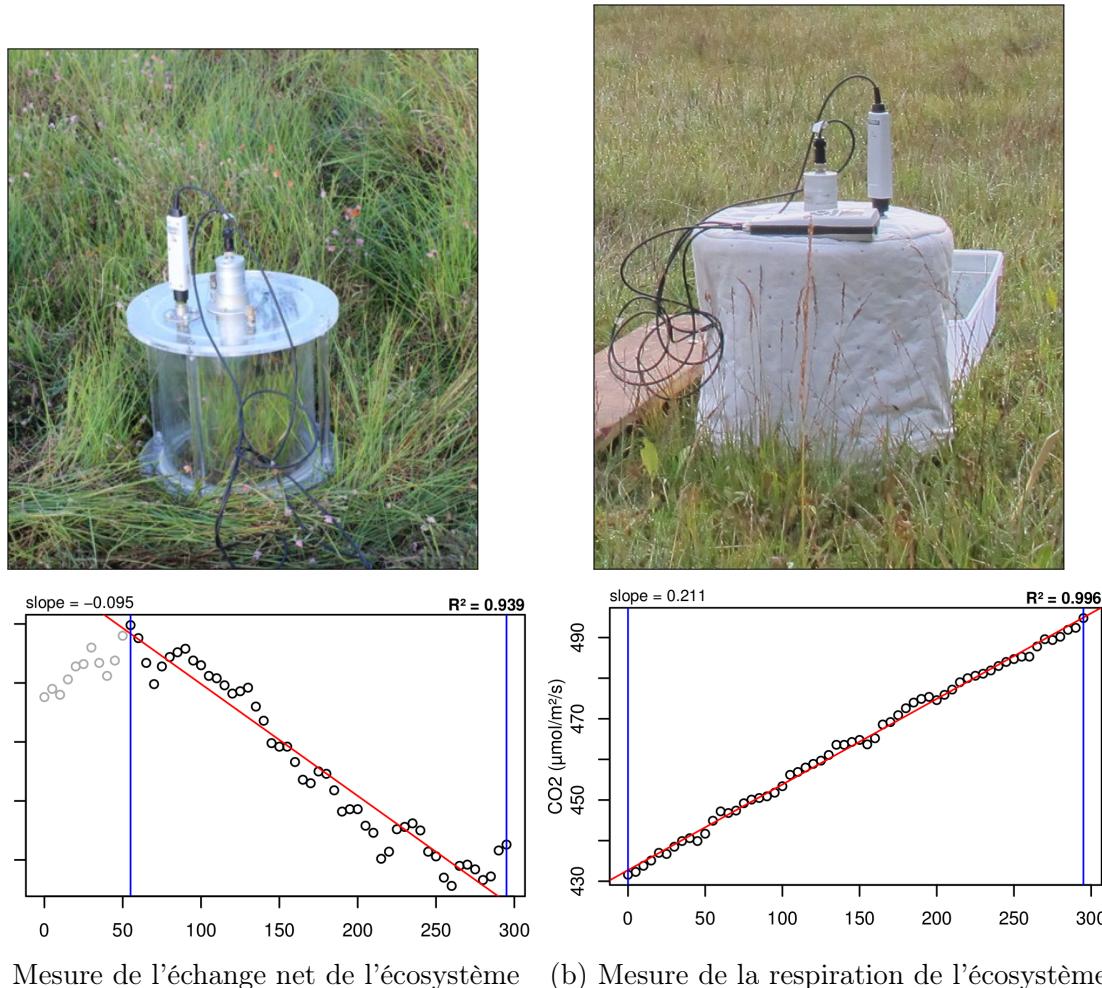
<sub>744</sub> 2.3 Mesures de flux

<sub>745</sub> 2.3.1 Les mesures de CO<sub>2</sub>

<sub>746</sub> Toutes les mesures de CO<sub>2</sub> présentées par la suite ont été faite avec les mêmes ma-  
<sub>747</sub> tériels et le même protocole. Les chambres utilisées sont en plexiglass et ont été conçue  
<sub>748</sub> (LPC2E) et fabriquées (ISTO) au CNRS. Ce sont des chambres transparentes, cylin-  
<sub>749</sub> drique, de 30 cm de diamètre et 30 cm de hauteur. Les mesures de CO<sub>2</sub> à proprement  
<sub>750</sub> parler ont été faite à l'aide d'une sonde Vaisala CARBOCAP® GMP 343. La sonde est  
<sub>751</sub> directement insérée dans la chambre ainsi qu'une sonde Vaisala HUMICAP® HMP 75  
<sub>752</sub> mesurant d'humidité et la température dans la chambre.

<sub>753</sub> Avant toute mesure, des embases sont installées sur le site. Ce sont des cylindres  
<sub>754</sub> de PVC d'une hauteur de 15 cm pour 30 cm de diamètres, insérés dans le sol sur 8  
<sub>755</sub> à 10 cm. La partie basale et enterrée de ces cylindres (sur 7 cm) a été préalablement  
<sub>756</sub> percée d'une quarantaine de trous (1 cm de diamètre) afin de minimiser les impacts de  
<sub>757</sub> l'embase sur le développement racinaire et permettre les écoulements d'eau.

<sub>758</sub> Pour les raisons détaillée précédemment, la méthode mise en œuvre est celle de  
<sub>759</sub> la chambre statique fermée, aucun système de pompe n'est donc utilisé. la chambre  
<sub>760</sub> est posée sur l'embase, elle contient l'analyseur de CO<sub>2</sub> qui mesure la variation de  
<sub>761</sub> la concentration en gaz au cours du temps. Un ventilateur de faible puissance est  
<sub>762</sub> également présent à l'intérieur de la chambre afin d'homogénéiser l'air. 1 à 3 min de  
<sub>763</sub> stabilisation sont nécessaires après la pose de la chambre afin d'éviter les effets pouvant  
<sub>764</sub> y être liés. Ensuite l'enregistrement est lancé, avec l'acquisition toutes les 5 s pendant  
<sub>765</sub> 5 min de la concentration en CO<sub>2</sub>, de la température et de l'humidité. La mesure se  
<sub>766</sub> déroule donc sur une période de temps relativement courte afin de minimiser le dés-  
<sub>767</sub> équilibre avec le milieu extérieur. Dans ce but les mesures on parfois été manuellement  
<sub>768</sub> raccourcies, 2 à 3 min d'acquisition, si une pente claire se dégageait rapidement. Ceci  
<sub>769</sub> notamment lorsque les conditions météorologiques, chaudes et ensoleillées, laissaient  
<sub>770</sub> supposer une différence rapidement importante vis-à-vis des conditions extérieures.


 FIGURE 2.7 – Mesures de CO<sub>2</sub>

771 Généralement, deux acquisitions de CO<sub>2</sub> sont faites à la suite sur une même embase.  
 772 La première, avec la chambre transparente nue, permettant l'enregistrement de l'ENE  
 773 (Figure 2.7-a). La seconde avec la chambre recouverte d'une chaussette de tissu occul-  
 774 tant, isolant la chambre de la lumière, permettant d'interrompre la photosynthèse et  
 775 donc d'enregistrer les respirations (RE) (Figure 2.7-b).

776 De nombreux écueils peuvent rendre une mesure inexploitable. D'abord le placement  
 777 de la chambre, cela peut sembler trivial mais positionner la chambre au milieu d'her-  
 778 bacées et de bruyères n'est pas toujours évident. Plus anecdotiquement des sphagnes  
 779 gelées, recouvrant les bords de l'embase rendent la pose de la chambre difficile voire  
 780 impossible. Enfin selon l'heure de la journée des gradients de concentrations peuvent  
 781 être présent et augmenter localement les concentrations de CO<sub>2</sub> de façon importante  
 782 allant jusqu'à saturer la sonde.

## 2.3. Mesures de flux

---



FIGURE 2.8 – SPIRIT

783 Au vu du volume de données acquises et souhaitant garder l'intérêt de mesures

784 manuelles, à savoir le contrôle humain des flux et des conditions de mesure, il a été

785 nécessaire de développer un outil de traitement facilitant le contrôle et le calcul des flux.

786 Ceci afin d'éviter de recourir à des seuils arbitraires (typiquement une valeur de  $R^2$ )

787 pour le contrôle qualité des données, mais également de permettre une reproductibilité

788 et un traçage des modifications effectuées sur les données brutes. (donner des exemples)

789 Ce travail est présenté dans l'annexe D.

### 790 2.3.2 Les mesures de CH<sub>4</sub>

791 Les mesures de CH<sub>4</sub> ont été réalisée avec une chambre aux caractéristiques similaires

792 à celles utilisées pour les mesures de CO<sub>2</sub> à l'exception de l'interface avec l'analyseur.

793 La méthode de la chambre dynamique fermée a été utilisée pour réaliser ces mesures,

794 elle diffère donc légèrement de celle utilisée pour le CO<sub>2</sub> puisqu'elle nécessite la mise en

795 oeuvre d'un système de pompe pour transporter le gaz jusqu'à l'analyseur. Les mesures

796 de concentration en CH<sub>4</sub> ont été réalisée à l'aide du SPIRIT (Figure 2.8).

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

818 **2.3.3 Le calcul des flux**

819 Que ce soit pour le CO<sub>2</sub> ou le CH<sub>4</sub>, le flux de gaz est calculé à l'aide de l'équation  
 820 suivante :

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

821 Avec :

## 2.4. Facteurs contrôlants

---

- 822 F : le flux en  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
- 823 X : la concentration en gaz mesuré en  $\mu\text{mol mol}^{-1}$
- 824 P : la pression atmosphérique en  $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$
- 825 R : la constante des gaz parfait en  $\text{kg m}^2 \text{s}^{-2} \text{mol}^{-1} \text{K}^{-1}$
- 826 T : la température dans la chambre en K
- 827 V : le volume de la chambre en  $\text{m}^3$
- 828 S : la surface occupée par l'embase en  $\text{m}^2$

## 829 2.4 Facteurs contrôlants

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

### 837 2.4.1 acquisitions automatisées

838 Les paramètres météorologiques ont été mesurés, en un point, au centre de la tour-  
839 bière (Figure 2.2)(carte ?) à l'aide d'une station d'acquisition Campbell installée sur le  
840 site en 2008. Les variables ont été acquises à une fréquence horaire jusqu'au 20 février  
841 2014 puis toutes les demi-heures par la suite. Les paramètres enregistrés sont la pres-  
842 sion atmosphérique, l'humidité relative de l'air, la pluviométrie, l'irradiation solaire,  
843 la vitesse et la direction du vent. (détail du matos ?). Cette même station à égale-  
844 ment permis l'acquisition de la température de l'air et de la tourbe à -5, -10, -20 et  
845 -40 cm. Installées à la même époque, quatre sondes OTT ? de mesure du niveau de  
846 la nappe d'eau permettent le suivi du niveau de la nappe dans la tourbière.

### <sup>847</sup> 3 Bilan de C de la tourbière de La Guette

<sup>848</sup>

<sup>849</sup>	<b>3.1 Introduction</b>	<sup>52</sup>
<sup>850</sup>	<b>3.2 Procédure expérimentale et analytique</b>	<sup>53</sup>
<sup>851</sup>	3.2.1 Méthodes de mesures	<sup>53</sup>
<sup>852</sup>	3.2.2 Modélisation du bilan de C	<sup>55</sup>
<sup>853</sup>	<b>3.3 Résultats</b>	<sup>60</sup>
<sup>854</sup>	3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tourbière de La Guette	<sup>60</sup>
<sup>855</sup>	3.3.2 Sélection des modèles	<sup>65</sup>
<sup>856</sup>	3.3.3 Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle de l'écosystème	<sup>73</sup>
<sup>857</sup>	3.3.4 Variabilité spatiale du bilan	<sup>80</sup>
<sup>858</sup>	<b>3.4 Discussion</b>	<sup>82</sup>
<sup>859</sup>	3.4.1 Estimations des flux	<sup>82</sup>
<sup>860</sup>	3.4.2 Estimations des bilans	<sup>85</sup>
<sup>861</sup>	3.4.3 Sensibilité et limitations du bilan	<sup>85</sup>
<sup>862</sup>	3.4.4 Représentativité locale du modèle	<sup>86</sup>
<sup>863</sup>	3.4.5 Variation du bilan avec la végétation	<sup>86</sup>
<sup>864</sup>	3.4.6 perspectives	<sup>87</sup>

<sup>865</sup>

<sup>866</sup>

<sup>867</sup>

<sup>868</sup>

<sup>869</sup>

870 3.1 Introduction

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

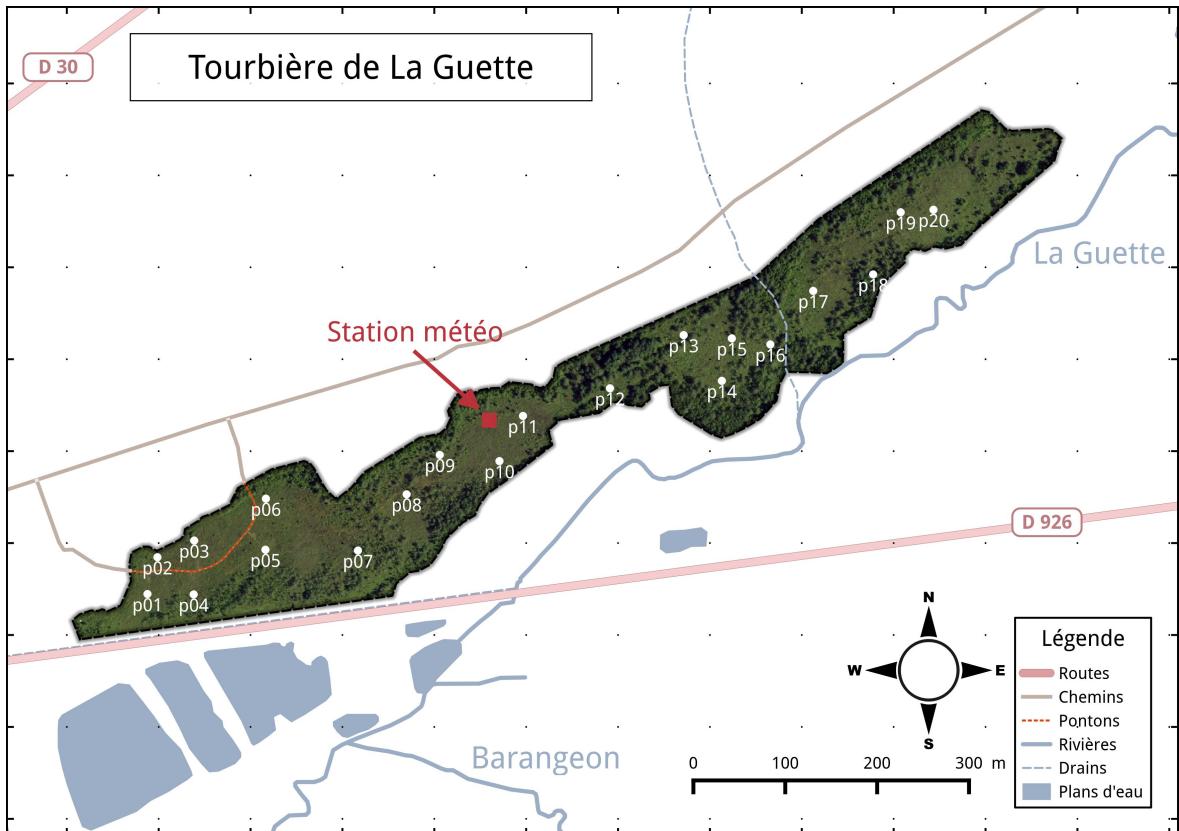


FIGURE 3.1 – Répartition des 20 placettes de mesures suivant un échantillonnage aléatoire stratifié.

## 3.2 Procédure expérimentale et analytique

### 3.2.1 Méthodes de mesures

#### 894 Mesures de flux de gaz

895 Les mesures des flux de CO<sub>2</sub> et de CH<sub>4</sub> ont été effectuées en utilisant la méthode  
 896 décrite dans la partie 2.3. En juin 2011, 20 placettes ont été installées <sup>1</sup> selon un échan-  
 897 tillonnage aléatoire stratifié : La surface de la tourbière a été divisée selon une grille de  
 898 20 mailles et un point choisi aléatoirement dans chaque maille localise chaque placette.  
 899 La taille de la maille a été ajustée de manière à avoir vingt 20 carrés sur la surface de  
 900 la tourbière. Cette méthode permet de conserver un échantillonnage aléatoire tout en

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

### 3.2. Procédure expérimentale et analytique

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

918 Les flux de  $\text{CO}_2$  et de  $\text{CH}_4$  sont mesurés. Des tests effectués sur la tourbière ayant  
919 montré des émissions nulles de  $\text{N}_2\text{O}$ , ce gaz n'a pas été étudié. Les mesures de  $\text{CO}_2$   
920 ont été effectuées de mars 2013 à février 2015, avec une fréquence quasiment mensuelle  
921 (20 campagnes, pour 24 mois de mesures). Les mesures de  $\text{CH}_4$  ont été effectuées avec  
922 une fréquence et sur un nombre d'embases inférieur (12 campagnes, 5 embases). Ceci  
923 a été déterminé par la difficulté de déploiement *in-situ* de l'instrument SPIRIT (lourd,  
924 difficilement transportable dans un milieu tourbeux).

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

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

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

### 939 3.2.2 Modélisation du bilan de C

#### 940 Estimation du bilan et variabilité temporelle

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

951 La RE, et l'ENE sont mesurés directement sur le terrain. Cependant afin d'établir  
952 le bilan de C tout en gardant une discrimination entre flux d'entrée et de sortie la RE et  
953 la PPB (obtenue grâce à l'équation  $PPB = ENE - RE$ ) ont été modélisé séparément.  
954 Les flux en phase gazeuse ont été modélisés en partant d'équations usuellement utilisées  
955 et dans lesquelles la température est le facteur contrôlant majeur. Puis les résidus<sup>2</sup> de  
956 ces modèles de base ont ensuite été étudiés en fonction des facteurs de contrôle restant.

---

2. Valeurs moyennes - Valeurs moyennes estimées

### 3.2. Procédure expérimentale et analytique

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

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

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

982 Pas de consensus émerge de la littérature quant aux facteurs contrôlant les émissions  
983 de CH<sub>4</sub>. La température, ([Alm et al., 1999](#); [Bubier et al., 1995](#)), le niveau de la nappe  
984 ([Bubier et al., 1993](#)) et/ou la végétation ([Bortoluzzi et al., 2006](#)) peuvent être utilisés  
985 isolément ou conjointement.

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

998       Enfin les facteurs contrôlants ont été interpolés au pas de mesure de la station  
999       météo présente sur le site, c'est-à-dire à l'heure. Pour des données dont l'acquisition  
1000       est manuelle uniquement, comme la végétation, une interpolation linéaire est faite  
1001       entre les points de mesures. Pour les données acquises à la fois automatiquement par  
1002       la station météorologique et manuellement, comme la température de l'air ou de la  
1003       tourbe, l'interpolation est faite à partir de la relation entre les mesures continues et  
1004       ponctuelles. Les flux sont ensuite recalculés (en  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{h}^{-1}$ ) à l'échelle horaire sur  
1005       les deux années de mesure puis sommés afin d'estimer les bilans de carbone. Ces bilans  
1006       sont par la suite exprimés en  $\text{gC m}^{-2}$  par période de temps (souvent l'année).

## 1007      **Étude de la variabilité spatiale**

1008       Deux approches ont été testées afin de caractériser la variabilité spatiale des flux et  
1009       du bilan. La première consiste à calibrer par placette les modèles sélectionnés lors de la  
1010       modélisation à l'échelle de l'écosystème. Cette opération permet ainsi calculer des flux  
1011       par placette et éventuellement un bilan. L'inconvénient de cette méthode étant le faible  
1012       nombre de points permettant la calibration des modèles conduisant éventuellement à  
1013       une forte erreur sur l'estimation des paramètres voire à la non convergence des modèles.

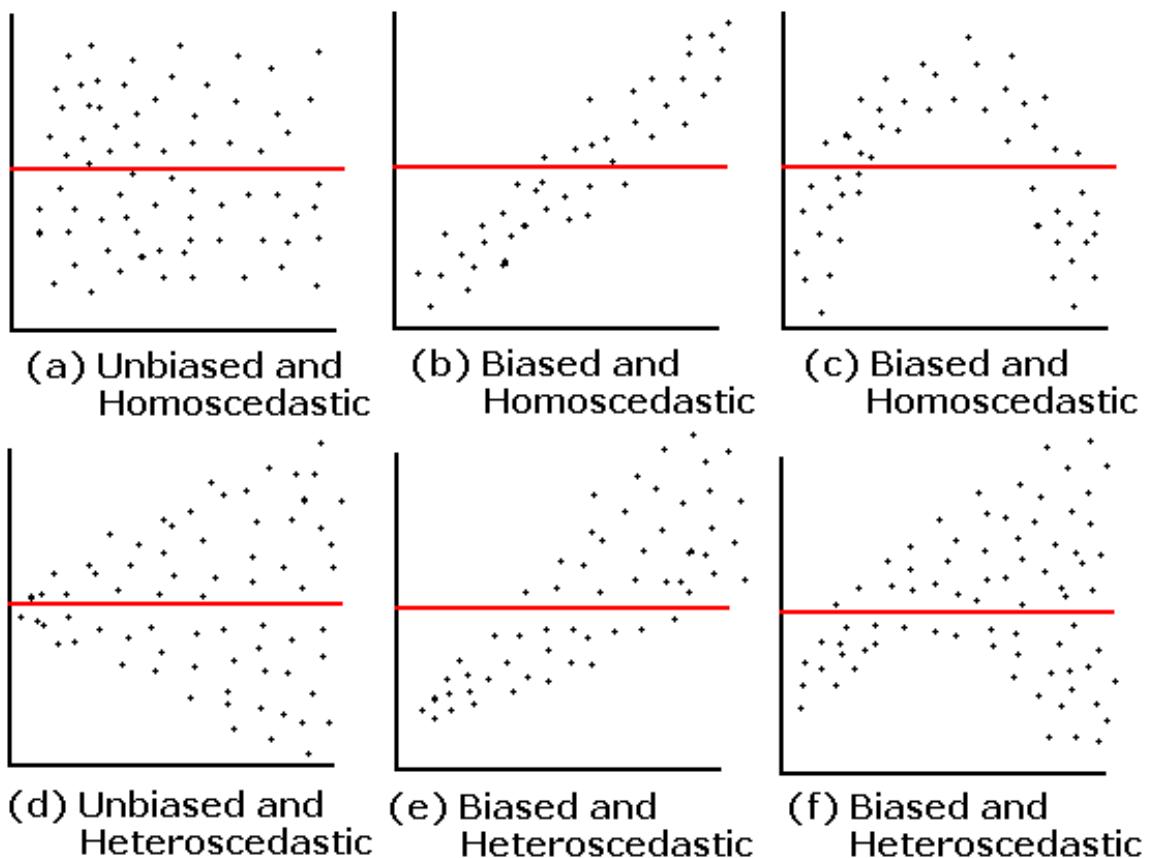


FIGURE 3.2 – Cas idéaux de distribution des résidus (source ?)

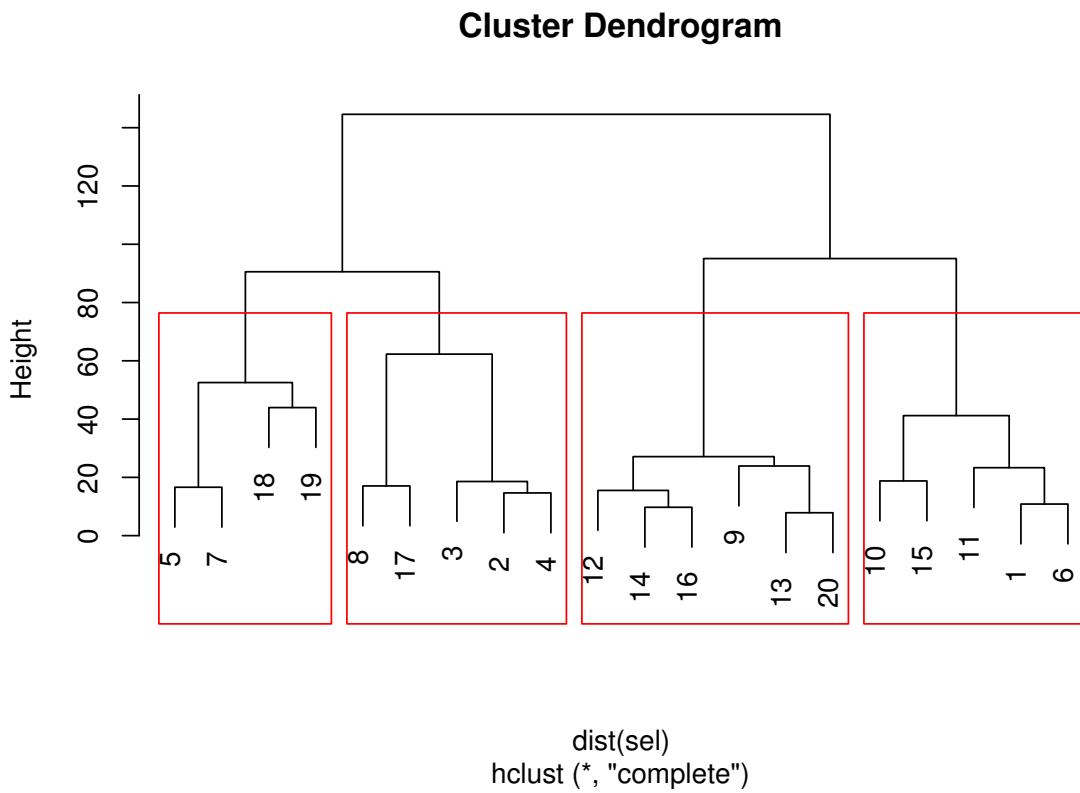


FIGURE 3.3 – Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinales, herbacées et arbustives)

1014 La seconde approche permet de palier en partie à ce souci en faisant des groupes de  
 1015 placette. Ces ensembles de placette ont été fait en regroupant les placettes ayant la  
 1016 composition végétale la plus proche. Ce choix se justifie par le fait que la végétation  
 1017 joue un rôle important tout en étant délicate à prendre en compte. La température,  
 1018 plus facile à mesurer et le niveau de la nappe, qui n'a que peu varié, semblait des choix  
 1019 moins pertinent. Le partitionnement a été fait via une classification hiérarchique et  
 1020 quatre groupes ont été déterminés (Figure 3.3).

### 3.3. Résultats

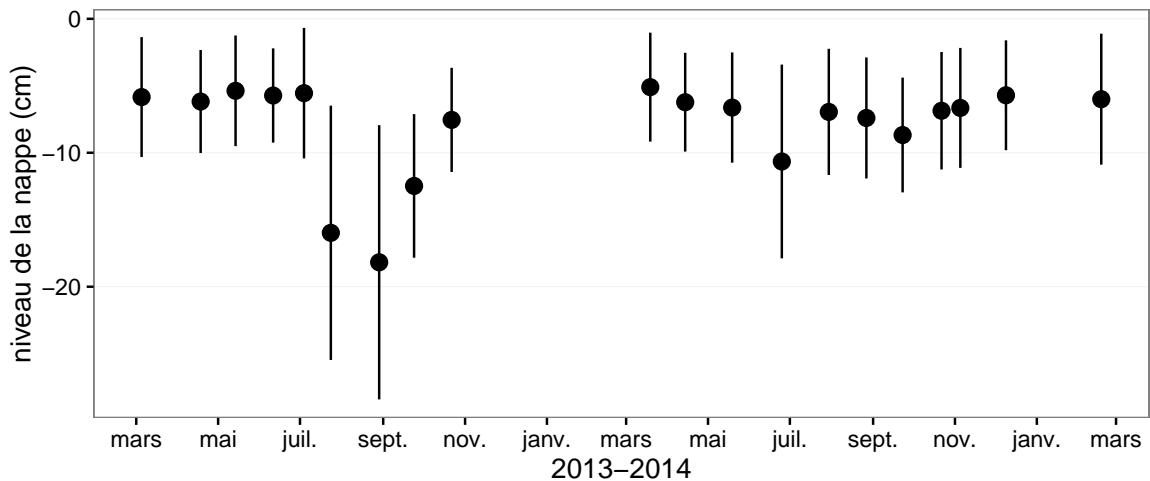


FIGURE 3.4 – Évolution du niveau de la nappe moyen des 20 embases mesuré pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

## 3.3 Résultats

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

#### Les Facteurs contrôlant

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

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

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

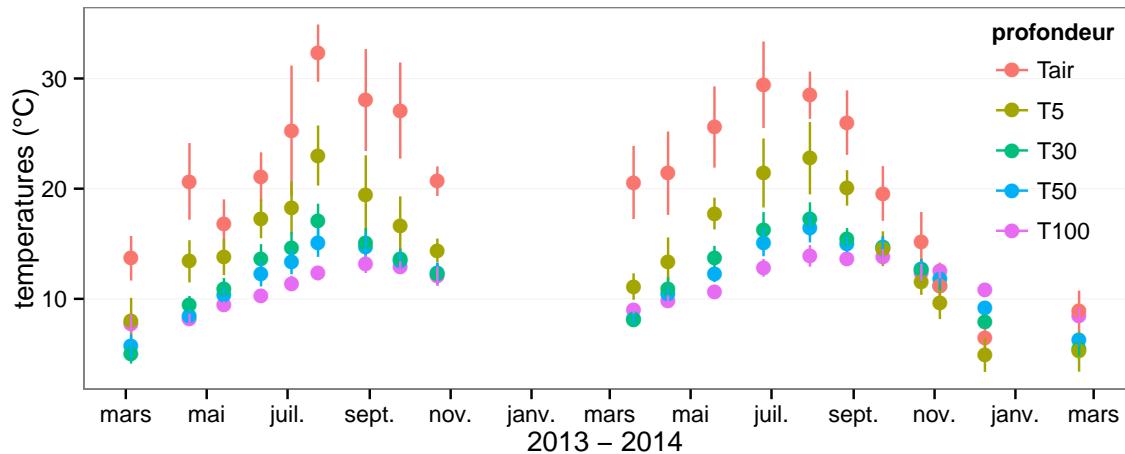


FIGURE 3.5 – Évolution des températures de l'air (Tair) et du sol à  $-5$ ,  $-30$ ,  $-50$  et  $-100$  cm (T5, T30, T50 et T100 respectivement) moyenne mesurée lors des campagnes de terrain de mars 2013 à février 2015

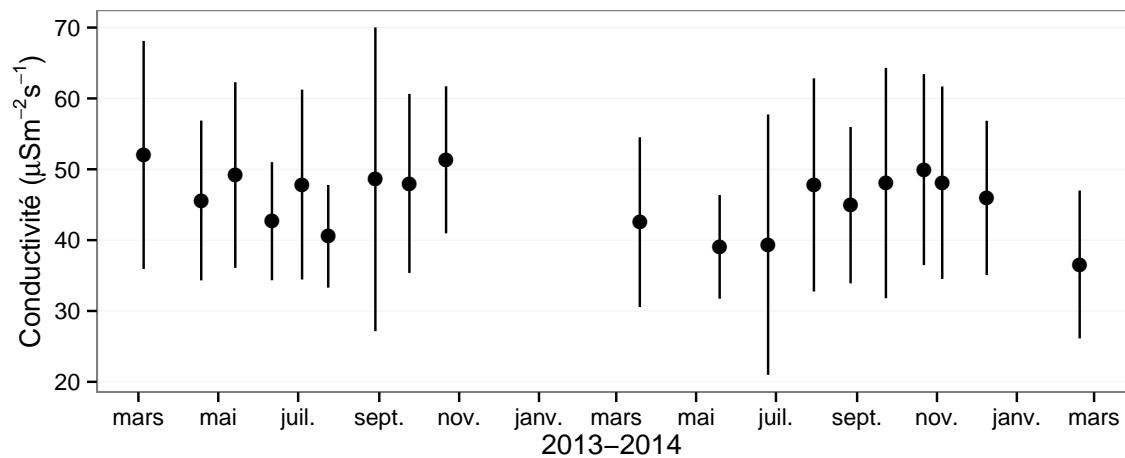


FIGURE 3.6 – Évolution de la conductivité pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

### 3.3. Résultats

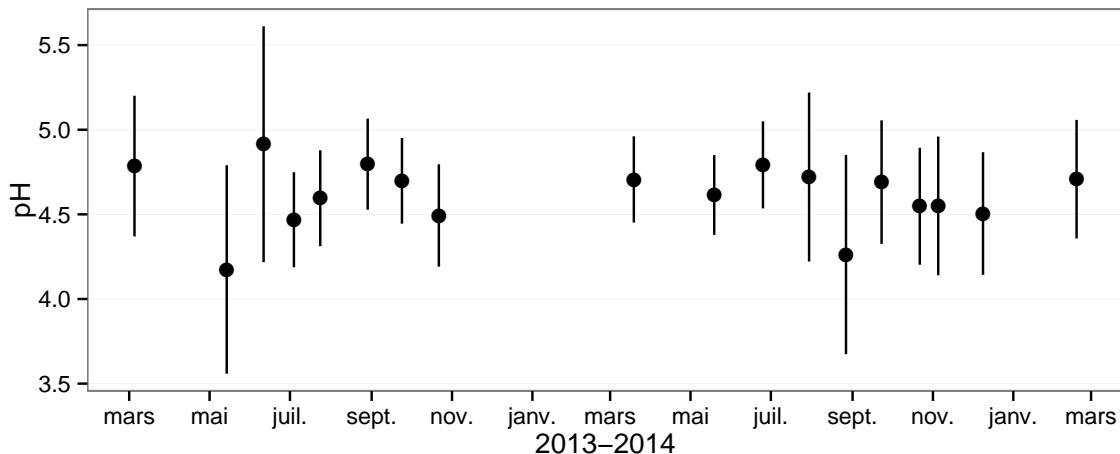


FIGURE 3.7 – Évolution du pH pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

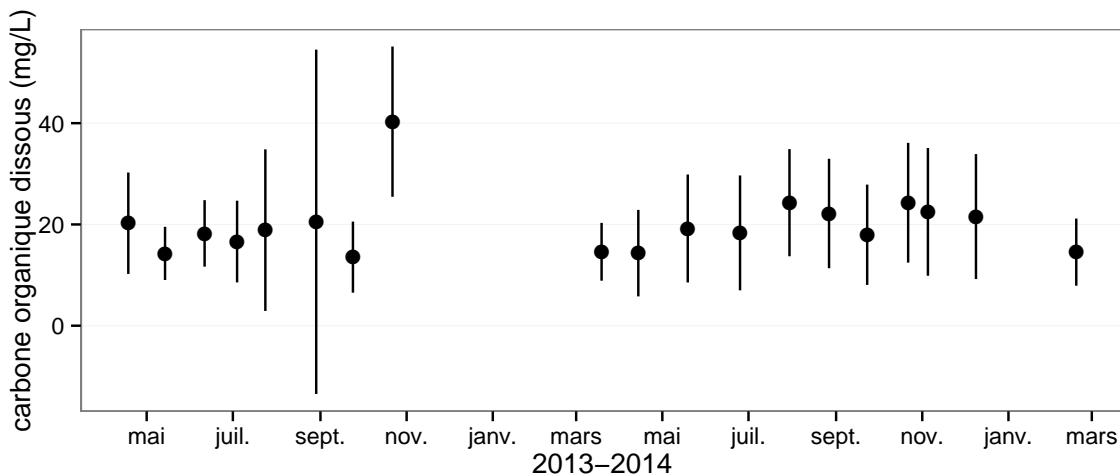


FIGURE 3.8 – Évolution de la concentration en carbone organique dissous dans l'eau du sol pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

1037 En moyenne le pH mesuré sur la tourbière de La Guette est compris entre 4 et 5  
1038 (figure 3.7). Ces valeurs sont cohérentes avec la classification en *poor-fen* du site .

1039 La concentration en carbone organique dissous présente dans l'eau de la tourbière  
1040 est compris en moyenne entre 10 et 30 mg L<sup>-1</sup> (figure 3.8).

#### 1041 Les flux de carbone

1042 L'ensemble des mesures de CO<sub>2</sub> s'étendent de mars 2013 à février 2015. Cependant  
1043 de novembre 2013 à février 2014 les mesures ont été interrompues suite à des problèmes  
1044 techniques. Les deux saisons de végétation, ont pu être mesurées dans leur ensemble,

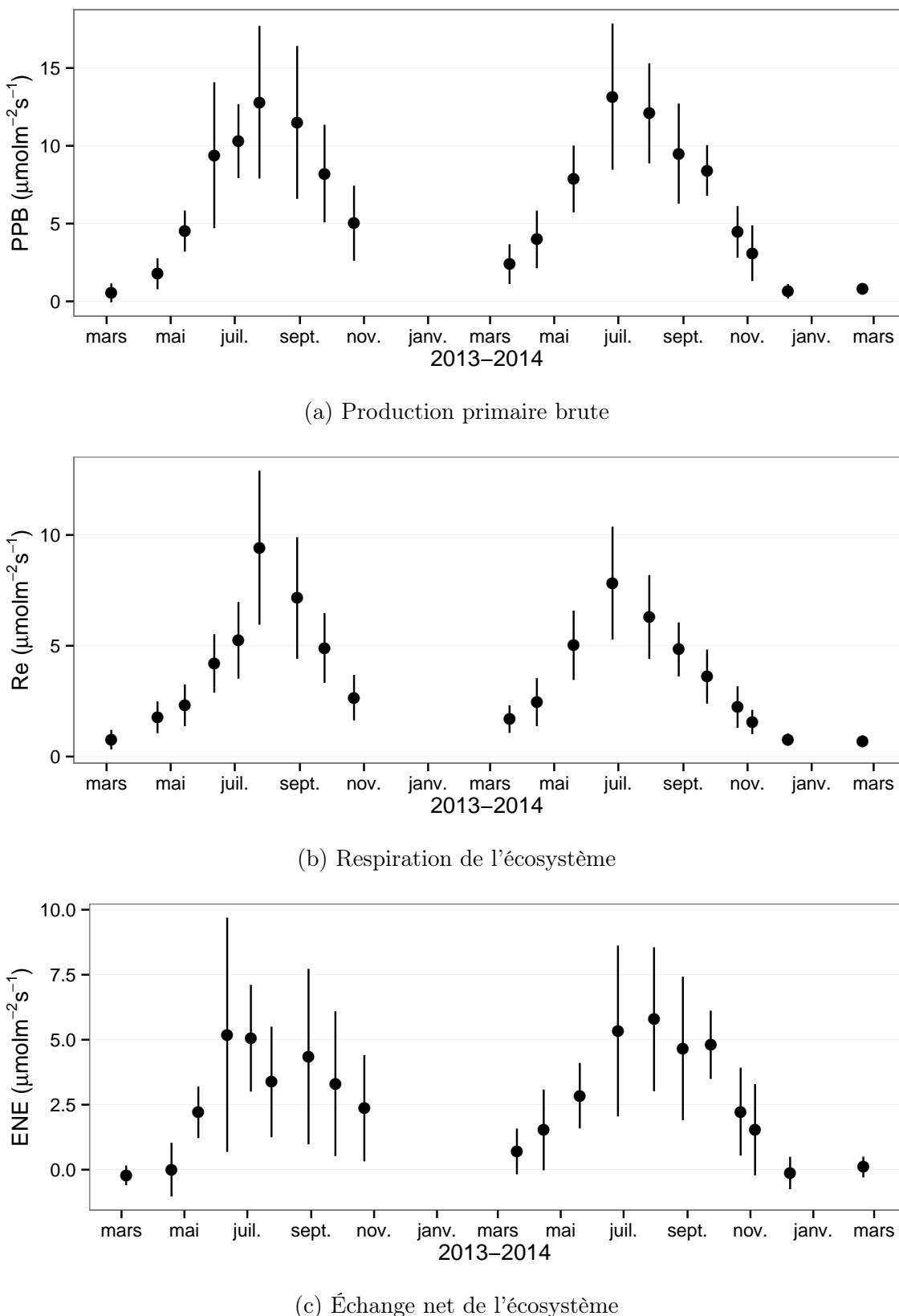


FIGURE 3.9 – Évolution du niveau de PPB, RE et ENE pendant la période de mesure. Moyenne des 20 embases de mars 2013 à février 2015.

### 3.3. Résultats

---

1045 permettant d'avoir un jeu de données représentatif sur le fonctionnement de l'écosys-  
1046 tème. À noter également que pour l'ensemble des flux, la déviation standard augmente  
1047 avec les valeurs mesurées.

1048 En 2013, les valeurs de la PPB (flux de CO<sub>2</sub> entrant dans l'écosystème) augmentent  
1049 au printemps et une partie de l'été avec un maximum de  $12,80 \pm 4,91 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$   
1050 atteint fin juillet, avant de diminuer à partir d'août (Figure 3.9a). En 2014 la PPB  
1051 maximale est atteinte en juin ( $13,16 \pm 4,70 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), soit environ un mois plus tôt  
1052 que l'année précédente. Puis pendant l'été et l'automne les valeurs décroissent jusqu'à  
1053 être proche de 0. En moyenne les valeurs de la PPB sont de  $7,12 \pm 5,19 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$   
1054 en 2013 et de  $6,56 \pm 4,72 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  en 2014 (Figure 3.9a).

1055 La RE (flux de CO<sub>2</sub> sortant de l'écosystème) en 2013 augmente pendant le prin-  
1056 temps et une partie de l'été (Figure 3.9b). Elle atteint un maximum de  $9,43 \pm 3,48 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$   
1057 en juillet avant de diminuer. En 2014 la RE atteint, comme la PPB, son maximum plus  
1058 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  
1059 des valeurs nulles. La moyenne annuelle de RE en 2013 est de  $4,27 \pm 3,16 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ,  
1060 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).

1061 Concernant l'ENE (bilan des flux de CO<sub>2</sub> entrant et sortant), elle augmente en 2013  
1062 jusque  $5,19 \pm 4,51 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , avec un maximum en juin, avant de diminuer jusqu'à  
1063 la fin de l'année. Cependant, cette baisse est moins uniforme que celle des deux flux  
1064 précédents, avec notamment une augmentation de l'ENE entre juillet et août 2013.  
1065 Ceci étant, il faut également noter les valeurs importantes de la déviation standard  
1066 particulièrement en juin et en août. En 2014, l'ENE maximum est atteinte en juillet  
1067 avec  $5,79 \pm 2,77 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  avant qu'elle ne décroisse. Cette baisse est cependant plus  
1068 homogène qu'en 2013. les moyennes de l'ENE en 2013 et 2014 sont très proches sont  
1069 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).

1070 Les flux de CH<sub>4</sub> comme ceux du CO<sub>2</sub> montrent une variabilité saisonnière importante.  
1071 Cependant les flux de CH<sub>4</sub> mesurés sont un ordre de grandeur en dessous de ceux  
1072 mesurés pour le CO<sub>2</sub> (Figure 3.10). À l'inverse de ce dernier, l'importance des flux de  
1073 CH<sub>4</sub> mesurés en 2013 et 2014 est différente. En 2013 les flux sont moins importants

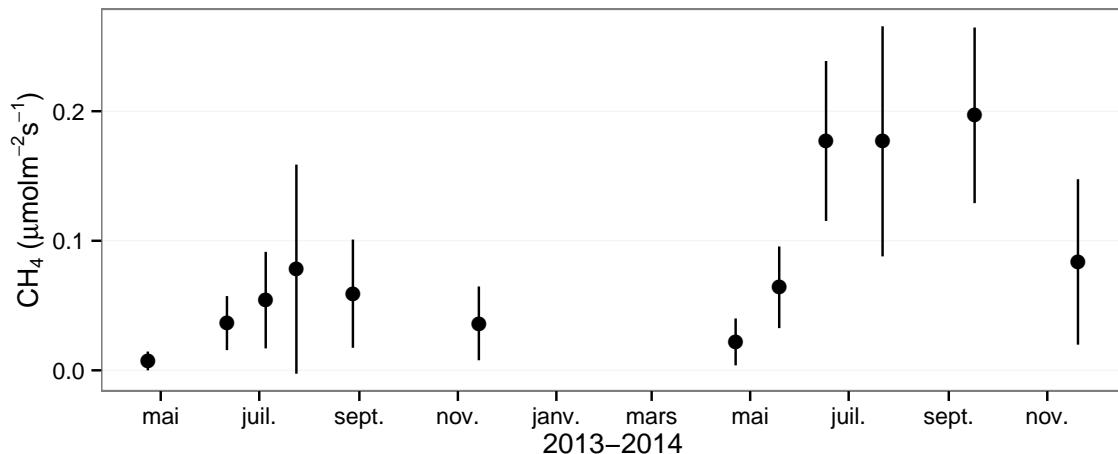


FIGURE 3.10 – Évolution des flux de méthane moyen (N?) pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

1074 qu'en 2014 avec des maximum de  $0,078$  et  $0,196 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  respectivement.

### 1075 Les relations flux gazeux et facteurs contrôlant

1076 Comme précisé précédemment, le niveau de la nappe n'a que peu varié pendant les  
 1077 deux années de mesures. De ce fait aucune relation claire ne se distingue entre les flux  
 1078 et le niveau de la nappe que ce soit pour le CO<sub>2</sub> (PPB et RE) ou le CH<sub>4</sub> (Figure 3.11).

1079 La PPB et la RE présentent cependant des relations avec la température de l'air,  
 1080 et l'indice de végétation, même si pour ce dernier les tendances sont moins claires,  
 1081 particulièrement pour la RE (Figure 3.11). Le CH<sub>4</sub> quant à lui ne présente pas de  
 1082 relation avec la température de l'air, mais une tendance exponentielle est visible vis-à-  
 1083 vis de l'indice de végétation (Figure 3.11). (**CH<sub>4</sub> et Température dans la tourbe ?**)

### 1084 3.3.2 Sélection des modèles

#### 1085 La Production Primaire Brute

1086 L'estimation de la PPB se fait en deux étapes. Dans un premier temps on estime le  
 1087 potentiel maximum de photosynthèse à un instant donné dans des conditions de lumière  
 1088 saturante (PPBsat). Ce potentiel peut varier avec les conditions environnementales et  
 1089 a été déterminé en utilisant l'équation de (June *et al.*, 2004) qui relie la vitesse de

### 3.3. Résultats

---

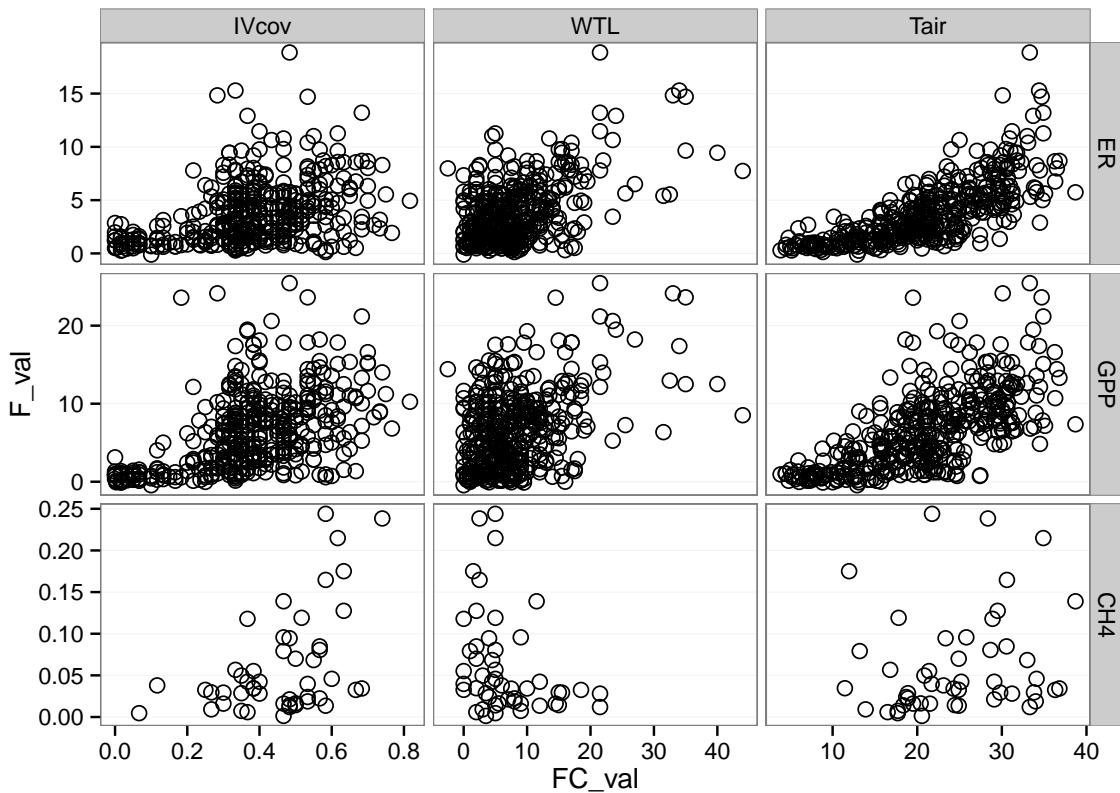


FIGURE 3.11 – Relations entre les flux de gaz et une sélection de facteurs contrôlant

transport des électrons photosynthétiques à lumière saturante à la température :

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

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

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

L'utilisation de l'équation de June seule, avec la température de l'air comme variable explicative de la PPB<sub>sat</sub>, permet d'expliquer 66 % des variations observées avec une

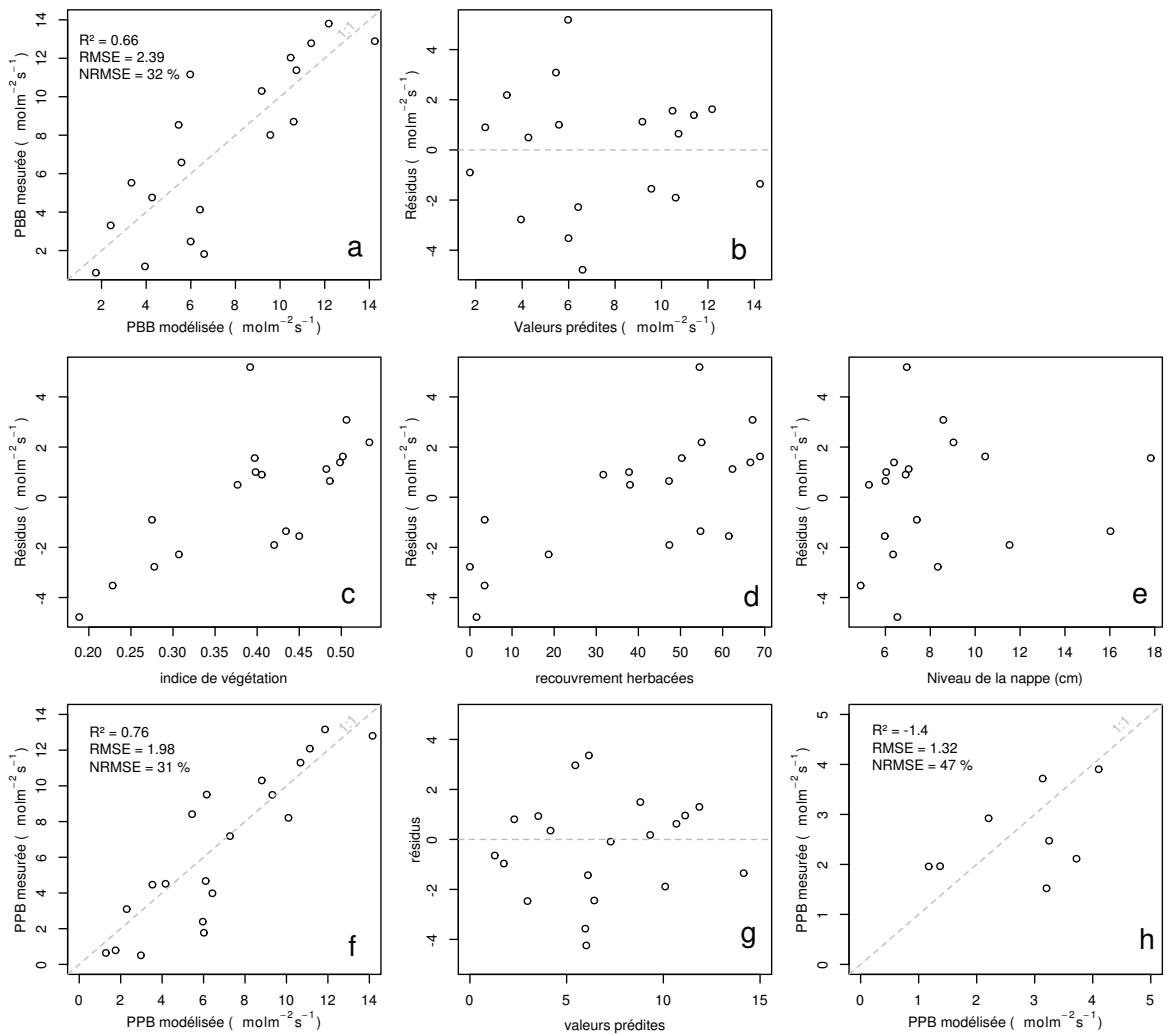


FIGURE 3.12 – PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.1

### 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

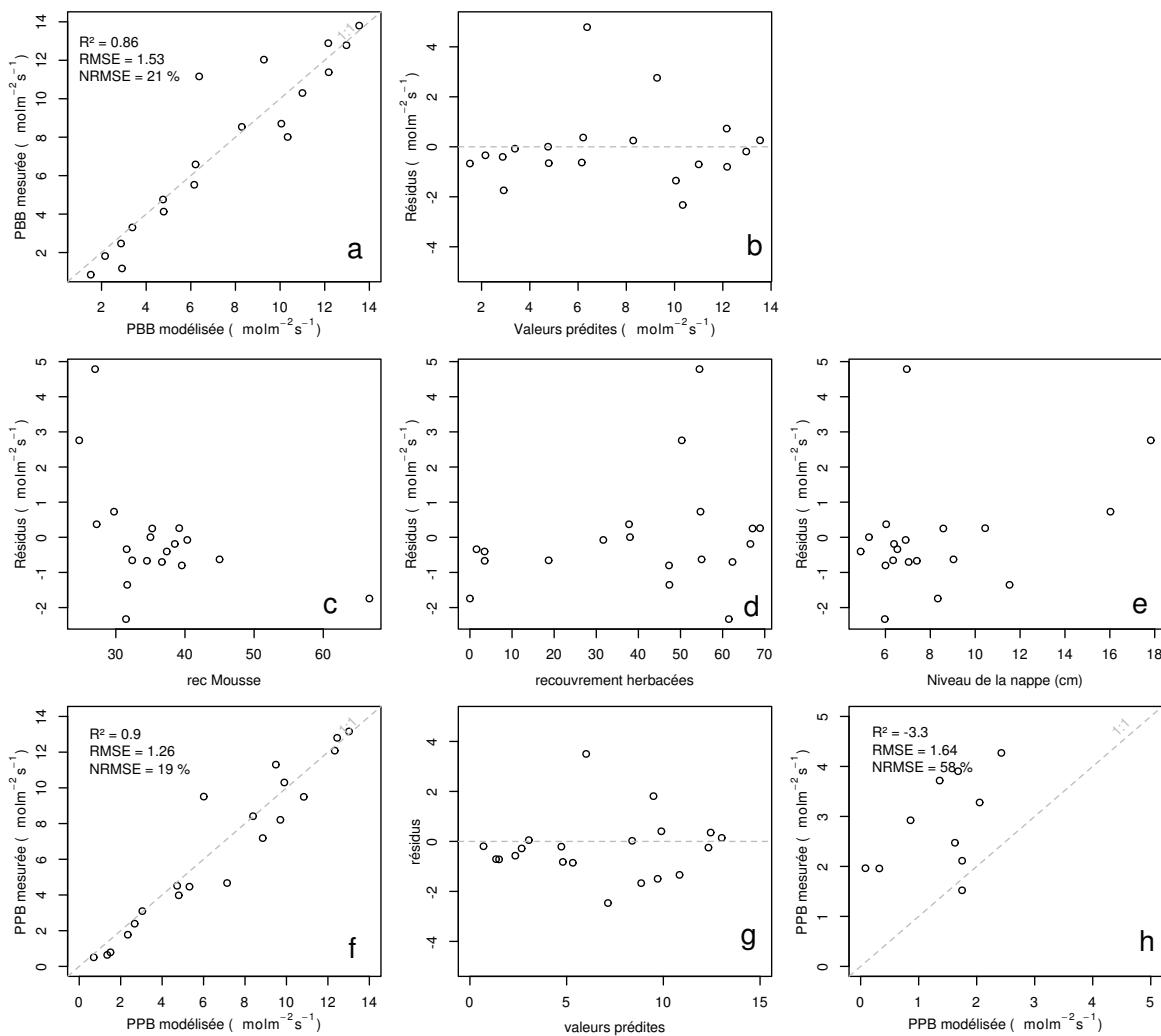


FIGURE 3.13 – PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.3

### 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.

#### **1135 La Respiration de l'Écosystème**

1136 L'estimation de la RE s'effectue avec l'équation :

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

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

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

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

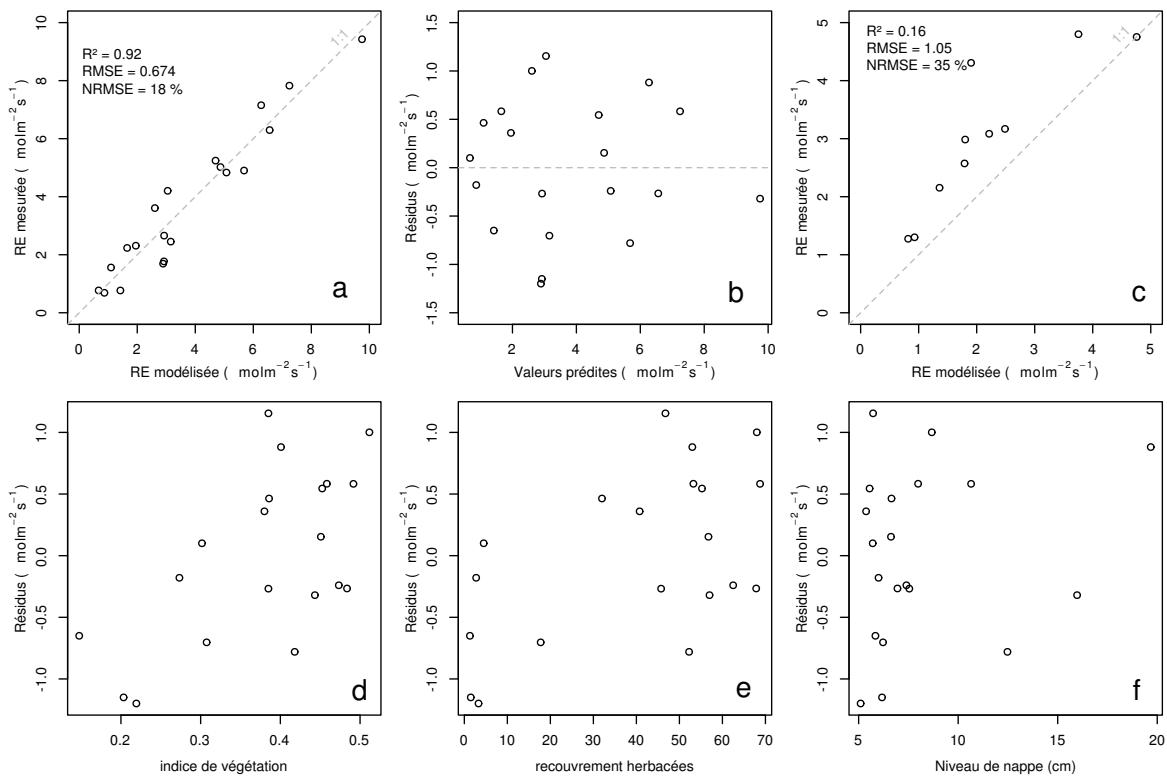


FIGURE 3.14 – RE modèles avec Tair

1147 Les calibrations de ces nouvelles équations sont présentées dans la figure 3.14-a,b et  
 1148 3.14-d,e respectivement. Dans les deux cas, l'erreur diminue pour avoisiner 13 %, avec  
 1149 des résidus qui se répartissent de façon non-biaisée. L'évaluation de ces deux équations  
 1150 montre cependant des différences : D'un côté l'équation 3.5 ne permet pas de diminuer  
 1151 l'erreur standard qui vaut 34 %, et est donc très proche des 35 % calculé pour l'évalua-  
 1152 tion du modèle n'intégrant pas la végétation. De l'autre l'évaluation de l'équation 3.6  
 1153 montre une erreur standard plus faible s'établissant à 23 %. Les paramètres des diffé-  
 1154 rentes équations sont présentés dans le tableau 3.1, les modèles RE-1, RE-2, et RE-3  
 1155 correspondent respectivement aux équations 3.4, 3.5 et 3.6. À l'inverse de la PPB les  
 1156 paramètres des modèles de la RE ont, à l'exception du paramètre c du modèle RE-2,  
 1157 une significativité importante et une erreur standard faible.

### 1158 Le flux de CH<sub>4</sub>

1159 Les relations entre les facteurs contrôlant mesurés et le CH<sub>4</sub> sont moins claires que  
 1160 celles concernant le CO<sub>2</sub>. La corrélation la plus importante est liée à la végétation ( $R^2$

### 3.3. Résultats

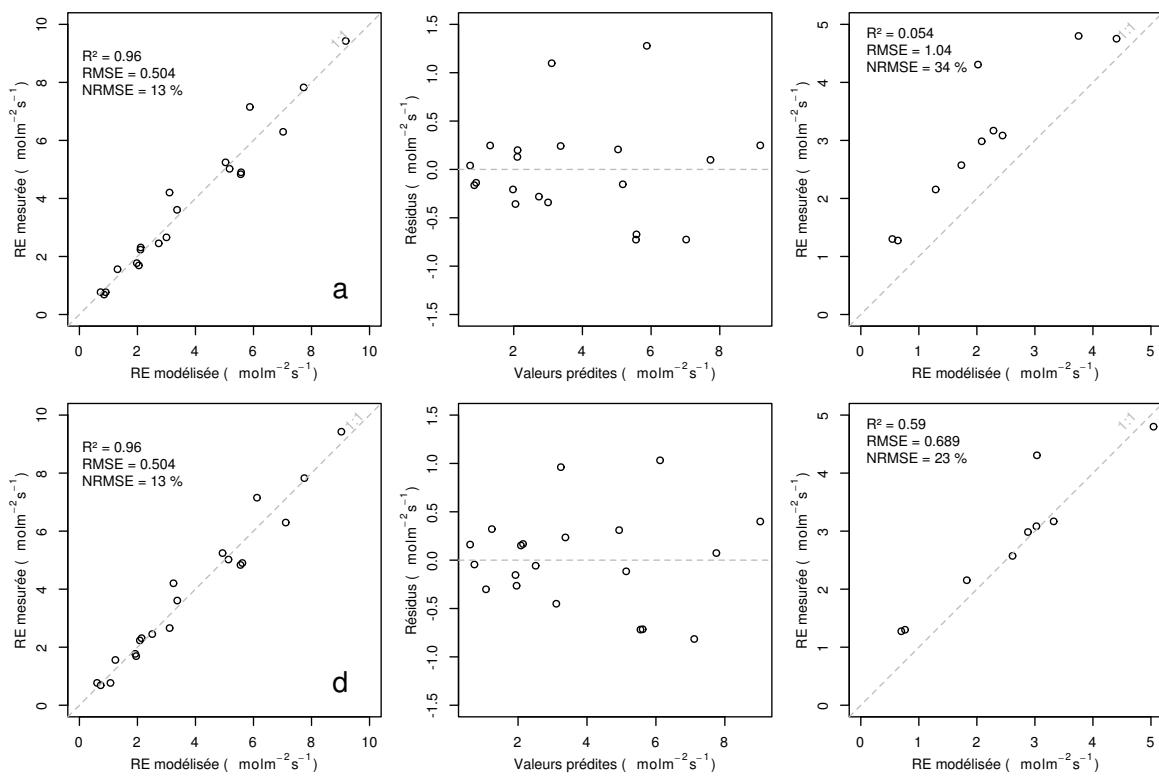


FIGURE 3.15 – RE modèles avec Tair

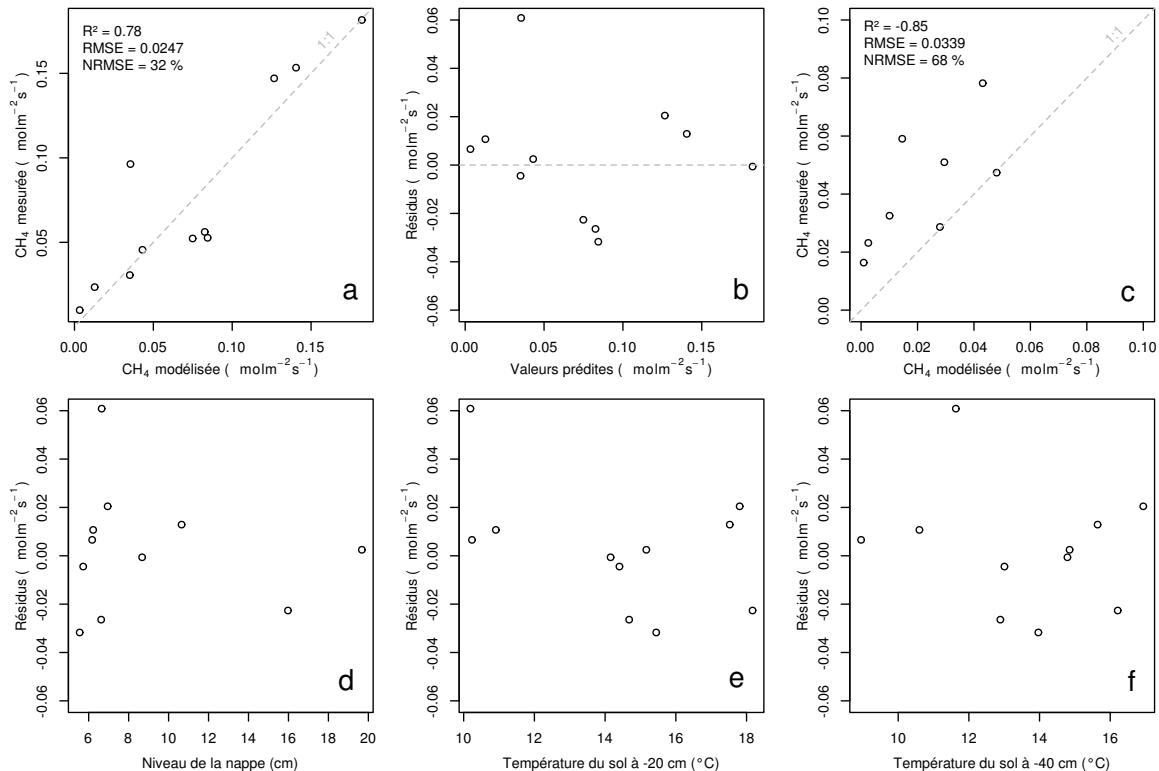


FIGURE 3.16 – CH<sub>4</sub> modèle H

1161 = **XX**,Figure 3.11). le CH<sub>4</sub> est également corrélé avec les températures, faiblement avec  
1162 les températures de surface, mais de manière plus importante avec les températures du  
1163 sol à plus forte profondeur ( $R^2 = \text{XX}$ ,Figure 3.11). Enfin il est anti-corrélé ( $R=-0.51$ )  
1164 avec le niveau de la nappe. Les relations CH<sub>4</sub> et végétation ont donc pu être modélisées  
1165 avec

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

1166 Avec les données acquises, l'indice de végétation est le meilleur prédicteur (Fi-  
1167 gure 3.16), il explique 78 % de la variabilité du CH<sub>4</sub> avec une erreur standard de 32 %.  
1168 Aucune tendance ne semble se dégager entre les résidus de cette équation et les facteurs  
1169 contrôlant mesurés. L'évaluation de cette équation montre une tendance à sous-estimer  
1170 les flux de CH<sub>4</sub> et une erreur standard qui double par rapport à la phase de calibration  
1171 en atteignant 68 %. Les détails de l'estimation des paramètres de l'équation 3.7 est  
1172 visible dans le tableau 3.1 sous le nom FCH4.

### 1173 Le COD

#### 1174 3.3.3 Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle 1175 de l'écosystème

1176 L'interpolation des flux de PPB montrent une variabilité saisonnière proche de  
1177 celle mesurée sur le terrain (Figure 3.17). Les valeurs mesurées les plus grandes (partie  
1178 supérieure de la barre rouge sur la figure 3.17) ne semblent pas atteinte par le modèle  
1179 PPB-2 à l'inverse du modèle PPB-1 (courbes noires sur la figure 3.17). Dans les deux  
1180 cas les modèles semblent sur-estimer la valeur de PPB mesurées fin 2014.

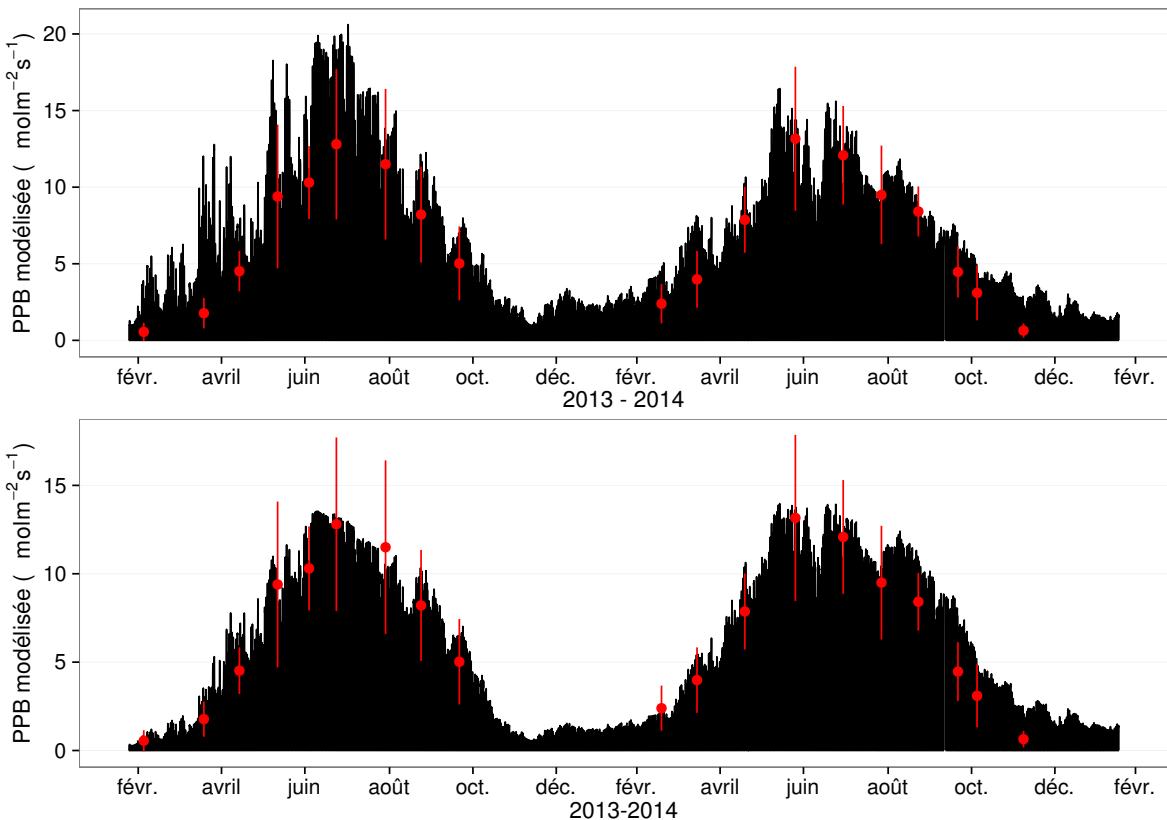
1181 Pour la RE, l'interpolation suit également les variations saisonnières mesurées men-  
1182 suellement (Figure 3.18). Les gammes de valeurs mesurées sont très proche des gammes  
1183 interpolées : les valeurs interpolées fluctuent dans les limites des barres d'erreurs. L'in-  
1184 terpolation des flux de la RE est très proche quel que soit le modèle utilisé (Figure 3.18).  
1185 L'intégration de la végétation dans les modèles RE-2 et RE-3 diminue la RE maximum

### 3.3. Résultats

---

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

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

FIGURE 3.17 – Flux de CO<sub>2</sub> interpolé à partir de PPB-1 et PPB-2

<sup>1186</sup> modélisée en 2013 par rapport au modèle RE-1.

<sup>1187</sup> Les flux de CH<sub>4</sub> interpolés (Figure 3.19), suivent également une cyclicité saisonnière.

<sup>1188</sup> L'estimation du CH<sub>4</sub> semble rendre compte dans les grandes lignes de la différence de

<sup>1189</sup> flux mesurée entre 2013 et 2014.

<sup>1190</sup> Les flux interpolés à l'heure puis sommés par années sont présentés dans le ta-

<sup>1191</sup> bleau 3.2 pour les différents modèles. Sur les deux années, selon le modèle utilisé, le

<sup>1192</sup> flux total entrant via la PPB est estimé à 1070 et 1290 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> pour PPB-2 et

<sup>1193</sup> PPB-1 respectivement. Dans le détail on observe une différence entre les deux modèles :

<sup>1194</sup> Celui utilisant uniquement la température de l'air (PPB-1) présente un stockage plus

<sup>1195</sup> important en 2013 qu'en 2014. Tandis que le modèle prenant en compte la végétation

<sup>1196</sup> (PPB-2) stocke moins de carbone en 2013 qu'en 2014. L'intégration de la végétation

<sup>1197</sup> minimise également l'erreur standard de l'estimation, la divisant approximativement

<sup>1198</sup> par deux.

<sup>1199</sup> La différence de comportement, entre les années de mesures, liée à l'intégration de

### 3.3. Résultats

---

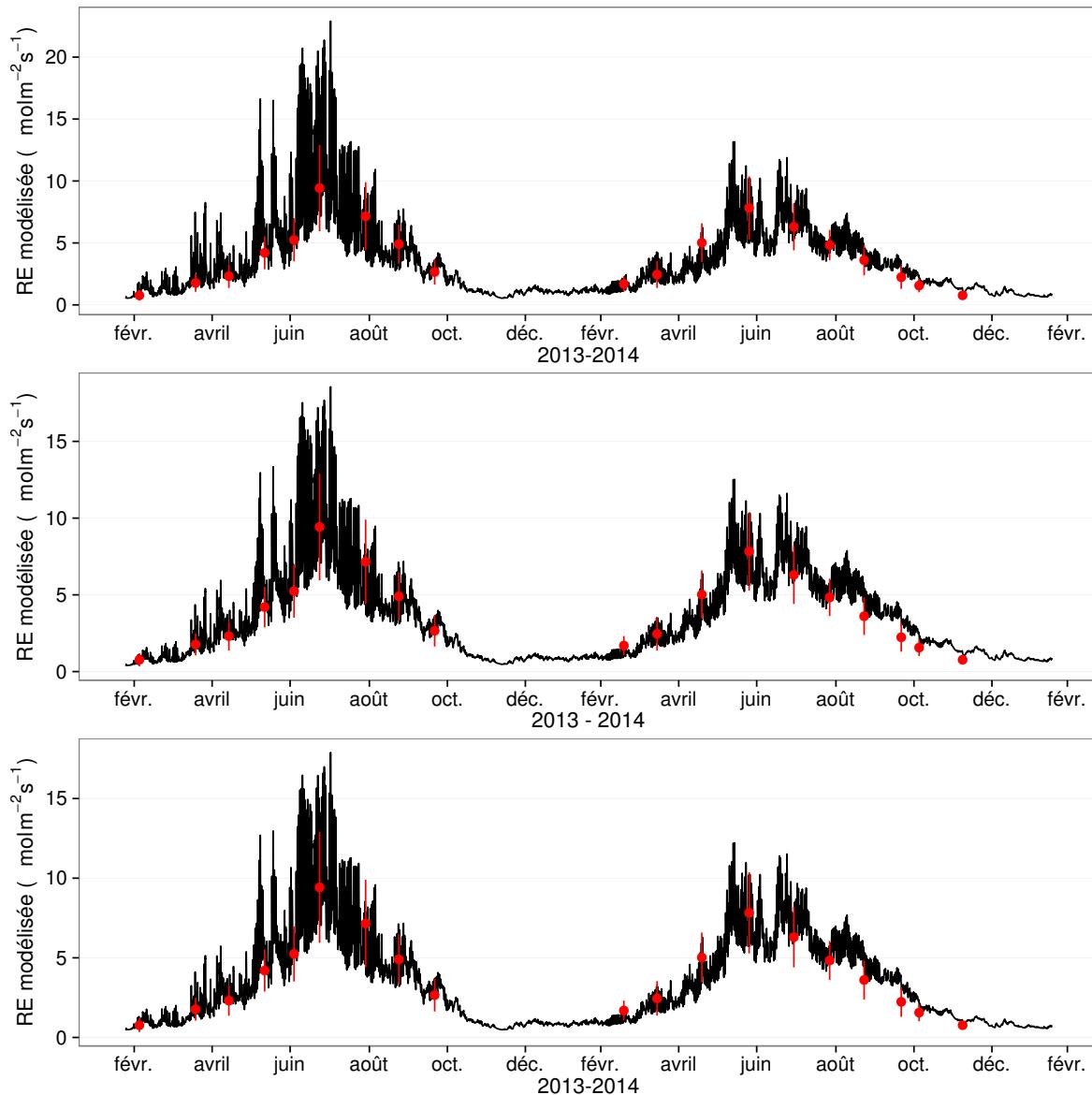


FIGURE 3.18 – Flux de CO<sub>2</sub> interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3

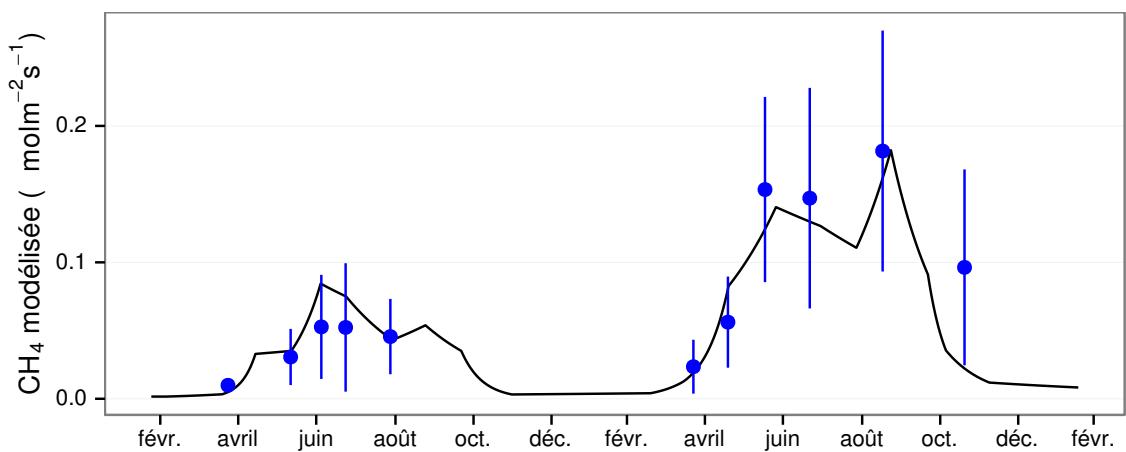


FIGURE 3.19 – Flux de CO<sub>2</sub> interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3

Tableau 3.2 – Bilan des flux en gCm<sup>2</sup>an<sup>-1</sup>

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 gCm<sup>2</sup>an<sup>-1</sup>

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

1200 la végétation est également visible sur l'estimation de la RE. La prise en compte de la  
 1201 végétation (modèles RE-2 et RE-3) conduit à une respiration plus forte en 2014 qu'en  
 1202 2013 à l'inverse de RE-1. La différence entre l'estimation de la RE en 2013 et en 2014  
 1203 diminue avec l'intégration de la végétation. Elle passe de 102 pour RE-1 à 78 puis  
 1204 41 pour RE-2 et RE-3. Malgré ces différences, on observe une grande proximité dans  
 1205 les valeurs des flux interpolés sur les 2 années, quel que soit le modèle, avec un écart  
 1206 maximum de 25 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>.

1207 Les flux de CH<sub>4</sub> estimés ont une erreur importante et sont beaucoup plus faible que  
 1208 les flux de la PPB ou de la RE. Le flux de CH<sub>4</sub> est au moins deux fois plus important  
 1209 en 2014 qu'en 2013.

1210 Les bilans issus des différentes combinaisons de modèles (à l'exception de RE-3, non  
 1211 présenté car très proche de RE-2) varient de -233 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> à +12 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>  
 1212 stocké dans la tourbière (tableau 3.3). L'intégration de la végétation dans la modélisa-  
 1213 tion de PPB fait baisser les bilans de carbone dans le négatif (système source) au-delà  
 1214 de -200 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>, avec une différence entre les bilans de 220 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> environ.  
 1215 La différence sur les bilans quand les modèles de RE utilisent ou non la végétation est  
 1216 moindre : environ 26 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> (tableau 3.3).

### 3.3. Résultats

---

Tableau 3.4 – Sensibilité relative (en %) du bilan de CO<sub>2</sub> (ENE) en réponse à une variation de  $\pm 10\%$  de chacun des paramètres des modèles.

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

### <sup>1217</sup> Évaluation du bilan

<sup>1218</sup> L'analyse de sensibilité, consistant à faire varier chaque paramètre des modèles  
<sup>1219</sup> de  $\pm 10\%$ , les combinaisons de modèles PPB-1, PPB-2, RE-1 et RE-3 ont été testé  
<sup>1220</sup> (Tableau 3.4). Le modèle RE-2, très proche du modèle RE-3 n'a pas été testé. **Attente**  
<sup>1221</sup> **du COD, les valeurs du tableau sont fausse pour le moment**

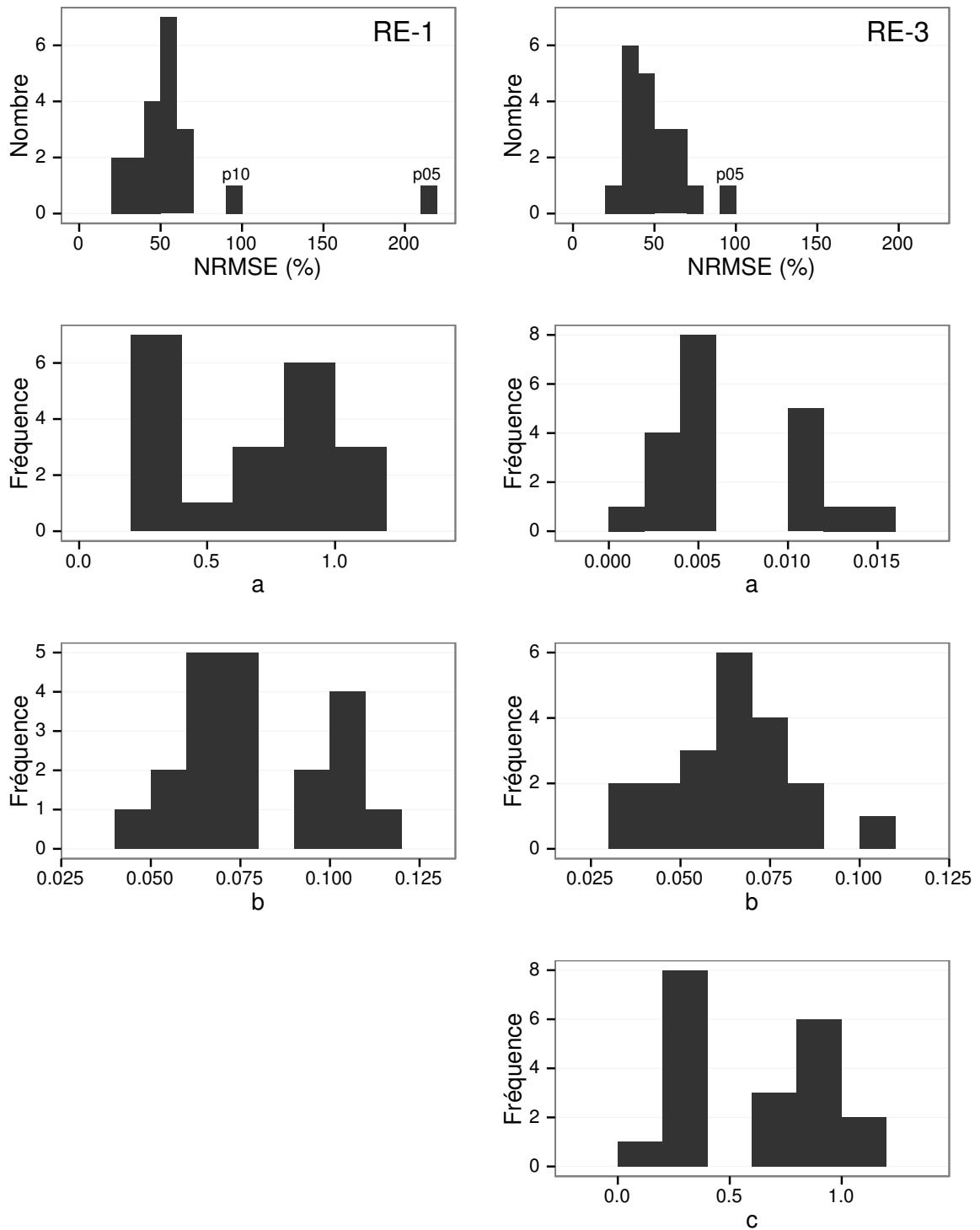


FIGURE 3.20 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres des modèles RE-1 et RE-3

### 3.3. Résultats

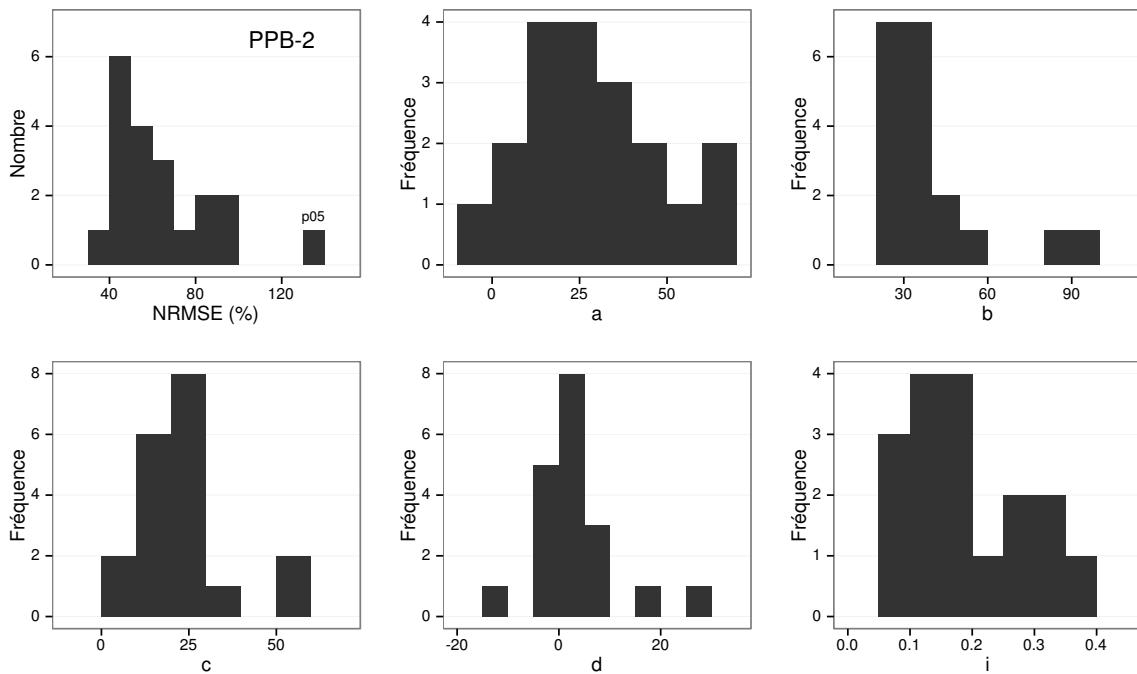


FIGURE 3.21 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2

#### 3.3.4 Variabilité spatiale du bilan

##### Représentativité locale

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

Les bilans de CO<sub>2</sub> calculés par groupe de végétations sont présentés dans le ta-

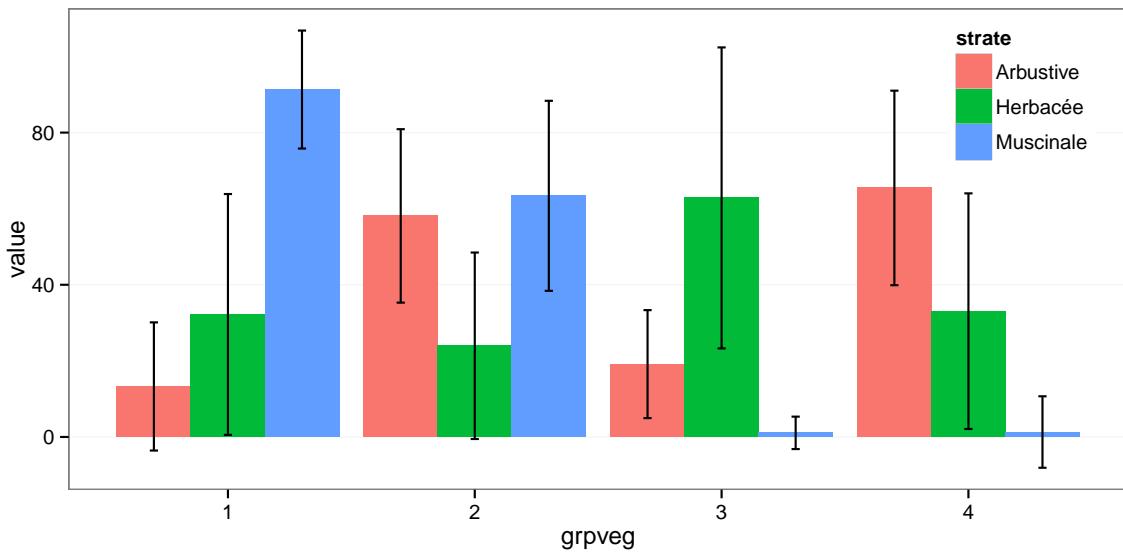


FIGURE 3.22 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2

Tableau 3.5 – Bilan des flux de CO<sub>2</sub> en gCm<sup>2</sup>an<sup>-1</sup>, 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<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>, dans les groupes 2 et 4. Elle est plus faible dans les groupes 1 et 3 (environ 1000 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>). 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<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>, soit une différence de plus de 600 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>. Les groupes 2 et 4 sont relativement proches avec des valeurs intermédiaires avoisinant 1000 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>.

1245 Modélisation par placette

1246 Corrélation avec facteurs contrôlant

## 1247 3.4 Discussion

### 1248 3.4.1 Estimations des flux

#### 1249 PPB

1250 L'estimation des flux de PPB, est comprise entre 957 et 1322 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> selon  
1251 l'année et le modèle utilisé. Ces valeurs sont très élevées comparées à des tourbières  
1252 boréales comme celles étudiées par ([Trudeau et al., 2014](#)) ou encore ([Peichl et al., 2014](#))  
1253 dont les valeurs de PPB sont respectivement comprise entre 123 et 131 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>  
1254 et entre 203 et 503 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>. Une première hypothèse permettant d'expliquer une  
1255 telle différence, est la différence entre les températures moyennes sur les sites. -4,3 °C  
1256 et 1,2 °C respectivement pour [Trudeau et al. \(2014\)](#) et [Peichl et al. \(2014\)](#). Ces tem-  
1257 pératures sont bien plus faible pour les sites des études pré-citées que sur la tourbière  
1258 de La Guette. Une seconde hypothèse, qui n'exclue pas la première, serait la com-  
1259 position végétale de ces sites. La tourbière de La Guette envahie par une végétation  
1260 vasculaire, notamment herbacée, est plus proche d'une prairie tourbeuse que d'une tour-  
1261 bière boréale. En effet les valeurs observées à La Guette sont comparables à ce type  
1262 d'écosystèmes. [Jacobs et al. \(2007\)](#) estiment des valeurs de PPB comprises entre 400 et  
1263 2000 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> avec une moyenne de 1300 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> dans des prairies tourbeuses  
1264 hollandaises. Sur des écosystèmes similaires, au Danemark, ([Görres et al., 2014](#)) trouve  
1265 des valeurs de PPB plus importantes encore, entre 1555 et 2590 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>. Il appa-  
1266 rait cohérent que la tourbière de La Guette, par sa position géographique, et donc le  
1267 climat qu'elle subit, mais également par sa problématique d'envahissement important  
1268 par une végétation vasculaire notamment herbacée, s'approche en termes de flux de  
1269 site tourbeux drainés pour les utiliser comme prairie.

1270 Le modèle PPB-1 a une incertitude importante sur l'estimation de ses paramètres.  
1271 L'apport de l'indice de végétation dans l'estimation de la PPB est important lors de la  
1272 phase de calibration. Il permet de diminuer l'incertitude sur les paramètres du modèles,  
1273 d'augmenter leur significativité et d'améliorer la représentativité des données mesurées.  
1274 L'intégration de la végétation aux modèles d'estimation de la PPB est rarement réalisé  
1275 ([Bortoluzzi et al., 2006; Görres et al., 2014](#)), probablement à cause de la difficulté à  
1276 prendre en compte ce signal aux sources multiples. Malgré cette amélioration lors de la  
1277 calibration, lorsqu'il est évalué sur un jeu de données indépendant, le modèle PPB-2 à  
1278 une erreur standard plus importante que celle du modèle PPB-1. L'apport de cet indice  
1279 dans l'estimation de la PPB n'est donc pas généralisable. Bien que rarement faite à  
1280 cause de la rareté des données, l'évaluation des modèles est cependant d'un intérêt  
1281 majeur afin de confirmer ou d'infirmer l'apport de l'ajout d'un prédicteur à un modèle,  
1282 particulièrement si l'on souhaite l'extrapoler.

1283 Les différences observées selon la façon d'estimer la PPB peuvent paraître impor-  
1284 tante, néanmoins elles sont du même ordre de grandeur que celle rencontré par [Worrall](#)  
1285 *et al.* ([2009](#)) qui compare différentes façons de modéliser des flux de gaz avec des équa-  
1286 tions différentes (et non pas juste des variations sur un type de modèle). Ces différences  
1287 sont également liées à l'importance des flux qui font que, surtout dans le cas de mo-  
1288 dèles exponentiels, de faibles variations peuvent avoir des effets importants comme en  
1289 témoigne l'analyse de sensibilité des paramètres du modèle ([Tableau 3.4](#)).

1290 **Discussion 2013-2014 ?** Dans le détail l'intégration de l'indice de végétation à un  
1291 effet beaucoup plus important en 2013, avec un flux qui diminue de  $365 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ,  
1292 qu'en 2014 où la baisse n'est que de  $74 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ .

## 1293 RE

1294 De la même façon que pour la PPB, les flux de la RE sont important si on les  
1295 compare à des tourbières boréales et s'approchent davantage des flux mesurés dans  
1296 les prairies sur sols tourbeux. La Re sur la tourbière de La Guette, comprise entre  
1297 1232 et  $1337 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  est plus importante que celle observée par ([Peichl et al.](#),

### 3.4. Discussion

---

1298 2014; Trudeau *et al.*, 2014) (pour reprendre les études citées précédemment) qui s'éta-  
1299 blissent respectivement entre 137 et 443 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> et 206 et 234 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>. Elles  
1300 sont en revanche plus faible que celle mesurées par (Jacobs *et al.*, 2007), entre 500 et  
1301 2000 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>, ou par (Görres *et al.*, 2014) : entre 2070 et 3500 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>.

1302 À l'inverse de la PPB, l'intégration de la végétation pour modéliser la RE n'amé-  
1303 liore que peu l'estimation de la RE lors de la phase de calibration : la différence entre  
1304 les valeurs d'erreur standard est de 5 %. En revanche lors de la phase d'évaluation,  
1305 l'utilisation du recouvrement des herbacées semble améliorer l'estimation de façon plus  
1306 importante avec une différence de 11 % entre les valeurs d'erreur standard. Contraî-  
1307 rement à la PPB la différence apportée par l'intégration de la végétation (RE-2 ou  
1308 RE-3) est du même ordre de grandeur en 2013 et en 2014. Sur les 2 années, l'effet  
1309 de l'intégration de la végétation est limité avec une différence de 25 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> au  
1310 maximum (entre ER-1 et ER-3), soit moins de 2 % du flux. Encore une fois l'intérêt  
1311 de l'évaluation est mis en avant puisqu'il permet de distinguer des modèles très proche  
1312 lors de la calibration.

1313 Les incertitudes sur l'estimation des paramètres RE sont beaucoup moins impor-  
1314 tante que celle de la PPB. L'estimation des paramètres des modèles, à l'exception du  
1315 paramètre c du modèles RE-2, ont une p-value inférieure à 0.05. L'erreur calculée lors  
1316 de l'évaluation de ces modèles, si elle augmente par rapport à la calibration, reste  
1317 faible particulièrement pour le modèle RE-3 où elle vaut moins de 25 %. La RE semble  
1318 donc mieux contrainte que la PPB, avec une estimation des paramètres fiable et une  
1319 différence entre les estimations issues des modèles limitée.

### 1320 CH<sub>4</sub>

1321 Les flux de CH<sub>4</sub> sont faibles comparés aux flux de CO<sub>2</sub>. Les valeurs mesurées sont  
1322 plus forte que celles mesurés entre 0 et 0,03 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> par Bortoluzzi *et al.* (2006).  
1323 Pour 2013 les valeurs mesurées sont proches de celle mesurée par Long *et al.* (2010).  
1324 L'absence d'étiage en 2014 explique peut-être le doublement des flux... (**Réf needed**)

1325 La faible relation observée entre le niveau de la nappe et les flux de méthane va dans

1326 le même sens que les observations faites par Trudeau *et al.* (2012) et (à développer, de  
1327 ref ds trudeau2012)

1328 **COD**

1329 **3.4.2 Estimations des bilans**

1330 D'une manière générale, les bilans sont principalement contraints par les flux de  
1331 CO<sub>2</sub>, le CH<sub>4</sub> ne jouant qu'un rôle marginal en termes de quantité de carbone. Ces ob-  
1332 servations sont cohérentes avec d'autres études comme Bortoluzzi *et al.* (2006); Worrall  
1333 *et al.* (2009). La forte variabilité entre les différents bilans est à attribuer en grande  
1334 majorité à l'erreur sur l'estimation du flux de PPB.

1335 Selon le bilan considéré, la tourbière de La Guette stocke de faible quantité de C  
1336 de l'ordre d'une dizaine de grammes par mètre carré, ou émet du carbone dans l'at-  
1337 mosphère de l'ordre de XXà plus de 200 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>. Les estimations sont cohérentes  
1338 avec le fait que la tourbière de La Guette a subie un drainage à l'aval (fossé de la  
1339 départementale 926) induisant un envahissement par une végétation vasculaire.

1340 **3.4.3 Sensibilité et limitations du bilan**

1341 Les incertitudes les plus fortes du bilan sont sur les flux de CH<sub>4</sub> avec une erreur  
1342 standard de 32 % lors de la calibration et de 68 % lors de la validation. Cette différence  
1343 importante montre que l'estimation des flux de CH<sub>4</sub> à l'aide de l'indice de végétation  
1344 à permis l'estimation de sa contribution au bilan de carbone de l'écosystème pour les  
1345 années 2013 et 2014, mais que son utilisation dans d'autre conditions (année sèche,  
1346 haute MAT) est fortement limité. L'importance faible du CH<sub>4</sub> dans le bilan de carbone  
1347 de la tourbière rend ces erreurs moins critiques que celles faites sur l'estimation de la  
1348 PPB. Les incertitudes importantes sur la PPB, sont mises en évidence par les fortes  
1349 variations des flux interpolés selon l'équation utilisée. Elles sont la source des variations  
1350 observées en termes de bilan. L'ajout d'un indice de végétation diminue d'incertitude  
1351 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  $25 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ .

#### **1355 sensibilité du bilan au variation des paramètres**

**1356 limitations** Outre ces aspects ce bilan de carbone est aussi limité par sa représentativité. Ainsi la strate arborée fortement présente dans certaines zones n'est pas directement prise en compte. De la même manière une partie restreinte de la tourbière mais néanmoins présente est constitué de touradons dont l'effet n'a pas été pris en compte.**(Réf needed)(biblio effet microtype)**.

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

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

#### **1363 3.4.4 Représentativité locale du modèle**

**1364 Distribution des paramètres**

**1365 Pourquoi certaines placette mieux que d'autres**

**1366 Concernant la respiration la représentativité locale des modèles calibrés à l'échelle**  
**1367 de l'écosystème semble plus homogène pour le modèle RE-3 que pour le modèle RE-1.**

**1368 Une telle comparaison entre PPB-1 et PPB-2 n'a pas été possible car vu le faible**  
**1369 nombre de données et la qualité relative des modèles PPB par rapport aux modèles**  
**1370 RE, peu de modèles sont parvenus à converger pour PPB-1 (11 sur 20 placettes) et**  
**1371 pour PPB-2 (17 sur 20 placettes).**

#### **1372 3.4.5 Variation du bilan avec la végétation**

**1373 Le calcul des bilans avec les groupes de végétation permet de mettre en évidence**  
**1374 des comportements différents des flux selon la végétation majoritaire. Ainsi le groupe 3**  
**1375 dans lequel la strate herbacée est la plus importante est celui où la PPB est la plus forte.**  
**1376 Ce point semble en cohérence avec la croissance annuelle importante des herbacées. À**  
**1377 l'inverse le groupe 1 dans lequel la strate muscinale est la plus importante est également**  
**1378 le groupe pour lequel la PPB est la plus faible. (Réf needed)**

1379 Pour la RE, ce sont les groupes 3 et 4 qui ont les flux estimés les plus importants  
1380 avec une différence d'environ  $200 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  avec les deux autres groupes. Malgré  
1381 leurs différences, le groupe 2 possède une strate muscinale importante alors qu'elle est  
1382 absente dans le groupe 3, ils ont en commun d'avoir une strate arbustive importante.

1383 **3.4.6 perspectives**

1384 cartographie ?



# <sup>1385</sup> 4 Effets de l'hydrologie sur les flux de GES

<sup>1386</sup>

<sup>1387</sup>	<b>4.1 Introduction</b>	<sup>1388</sup> . . . . . 90
<sup>1389</sup>	<b>4.2 Procédure expérimentale</b>	<sup>1390</sup> . . . . . 91
<sup>1391</sup>	4.2.1 Expérimentation A	<sup>1392</sup> . . . . . 92
<sup>1393</sup>	4.2.2 Expérimentation B	<sup>1394</sup> . . . . . 92
<sup>1395</sup>	4.2.3 traitement	<sup>1396</sup> . . . . . 93
<sup>1397</sup>	<b>4.3 Résultats</b>	<sup>1398</sup> . . . . . 94
<sup>1399</sup>	4.3.1 Expérimentation A	<sup>1400</sup> . . . . . 94
<sup>1401</sup>	4.3.2 Expérimentation B	<sup>1402</sup> . . . . . 97
<sup>1403</sup>	4.3.3 tendances générales	<sup>1404</sup> . . . . . 100
<sup>1405</sup>	<b>4.4 Discussion</b>	<sup>1406</sup> . . . . . 100
<sup>1407</sup>	4.4.1 Comparaison aux mesures <i>in-situ</i>	<sup>1408</sup> . . . . . 100
<sup>1409</sup>	4.4.2 Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz	<sup>1410</sup> . . . . . 102
<sup>1411</sup>	4.4.3 Effet cycles multiples	<sup>1412</sup> . . . . . 103

## <sup>1403</sup> 4.1 Introduction

<sup>1404</sup> Au cours des deux années qu'ont duré les suivis des émissions de flux de CO<sub>2</sub> et  
<sup>1405</sup> de CH<sub>4</sub> sur la tourbière de La Guette, le niveau de la nappe n'a que très faiblement  
<sup>1406</sup> varié comparé aux années précédentes bien plus sèches. En conséquence de cette faible  
<sup>1407</sup> variation peu de variations des flux ont pu y être relié. Malgré tout il est connu que  
<sup>1408</sup> l'hydrologie est un facteur contrôlant important des flux.

<sup>1409</sup> Ainsi de nombreuses études ont reliées les émissions de CO<sub>2</sub> au niveau de la nappe  
<sup>1410</sup> avec, cependant, des résultats et des conclusions variables. La majorité des études  
<sup>1411</sup> montrent qu'une tourbière dont le niveau de la nappe est abaissé, soit par un drainage,  
<sup>1412</sup> soit par une sécheresse, aura tendance à avoir un ENE plus faible : Ainsi [Strack et](#)  
<sup>1413</sup> [Zuback \(2013\)](#) expliquent des valeurs d'ENE plus faibles qu'escompté, par des mesures  
<sup>1414</sup> faites pendant une période relativement sèche. Une observation similaire est faite par  
<sup>1415</sup> [Aurela et al. \(2007\)](#) qui mesure un ENE plus faible lors d'une année sèche, sur une  
<sup>1416</sup> tourbière à Carex du sud de la Finlande. Ils attribuent la variation de l'ENE à une  
<sup>1417</sup> augmentation de la RE et à une baisse de la PPB, dans des conditions plus chaudes  
<sup>1418</sup> et plus sèches. [Peichl et al. \(2014\)](#) observent également une baisse de l'ENE lors d'une  
<sup>1419</sup> année où le niveau de la nappe baisse de façon importante, au delà de -30 cm. Ils  
<sup>1420</sup> expliquent cette baisse par une baisse de la PPB. Cette observation va dans le même  
<sup>1421</sup> sens que [Lund et al. \(2012\)](#) qui, lors de l'étude d'une tourbière située au sud de la suède,  
<sup>1422</sup> observent en 2008 une baisse de l'ENE. Les mesures de RE faites cette année là étant  
<sup>1423</sup> similaires à celles effectuées les autres années, ils lient cette baisse à une diminution  
<sup>1424</sup> de la PPB. En 2006, sur la même tourbière, [Lund et al. \(2012\)](#) observent une autre  
<sup>1425</sup> baisse de l'ENE. Mais cette fois, les mesures de PPB à leur tour similaires à celle  
<sup>1426</sup> des autres années n'expliquent pas cette baisse. À l'inverse de 2008, cette baisse est  
<sup>1427</sup> expliquée par une augmentation de la RE Ce paradoxe apparent est interprété grâce  
<sup>1428</sup> au type de sécheresse : courte et intense pendant la saison de végétation de 2006 et  
<sup>1429</sup> d'intensité plus faible mais d'une durée plus longue en 2008. Enfin et à l'inverse des

1430 résultats précédemment cités, [Ballantyne et al. \(2014\)](#) dans une étude des effets à long  
 1431 terme d'une baisse du niveau de la nappe, n'observe que peu d'effet sur l'ENE tandis  
 1432 que les flux de RE et de PPB augmentent tous deux. Toutes ces études montrent que  
 1433 si le niveau de la nappe est incontestablement reconnu comme un facteur de contrôle  
 1434 des flux de CO<sub>2</sub>, il est difficile d'en dégager, avec certitude, un comportement valable  
 1435 de façon générale.

1436 Concernant le méthane, une baisse du niveau de la nappe est généralement liée à  
 1437 une baisse des émissions de CH<sub>4</sub>, et inversement ([Strack et al., 2006; Pelletier et al.,](#)  
 1438 [2007; Turetsky et al., 2008](#)). Cependant d'autres études, principalement dans des sites  
 1439 où le niveau de la nappe est proche de la surface du sol, montrent une absence de  
 1440 relation entre le niveau de la nappe et les émissions de méthane, voire une relation  
 1441 inverse, avec des flux plus faibles liés à des niveaux de nappe plus élevés ([Kettunen](#)  
 1442 [et al., 1996; Bellisario et al., 1999; Treat et al., 2007](#)). Là encore selon les conditions  
 1443 environnementales, la relation entre les flux de CH<sub>4</sub> et le niveau de la nappe n'est pas  
 1444 aisément généralisable.

1445 L'objectif de ce chapitre est donc d'explorer plus en avant l'effet du niveau de la  
 1446 nappe sur les émissions de GES, effet peu ou pas visible *in-situ*. Plus précisément il  
 1447 s'agit de déterminer l'effet de cycles de dessication/ré-humectation sur les émissions de  
 1448 CO<sub>2</sub> et de CH<sub>4</sub>.

## 1449 4.2 Procédure expérimentale

1450 L'étude des cycles de dessication/ré-humectation s'est effectué sur des mésocosmes,  
 1451 prélevés sur la tourbière de La Guette. L'expérimentation a été testé durant l'été 2013  
 1452 avec un seul cycle relativement long, on s'y référera par la suite comme l'expérimenta-  
 1453 tion A. Cette expérimentation a été renouvelée l'été 2014 afin d'augmenter à trois le  
 1454 nombre de cycles, ceux-ci étant plus court. On appellera cette seconde expérimentation,  
 1455 l'expérimentation B (Tableau 4.1).

### **1456 4.2.1 Expérimentation A**

1457 Le 12 avril 2013, ont été prélevés, sur la tourbière de La Guette 6 mésocosmes. Le  
1458 prélèvement de mésocosmes s'effectue à l'aide de cylindres de PVC qui, dans un premier  
1459 temps, posé sur le sol, permettent de faire un pré-découpage au couteau, puis dans un  
1460 second temps sont insérés, délicatement, dans la tourbe. Les mésocosmes sont finale-  
1461 ment dégagés en creusant de chaque côté (Figure 4.1). Les mésocosmes sont transportés  
1462 au laboratoire où ils sont enterrés en extérieur et saturé en eau (eau prélevée dans la  
1463 tourbière), afin que leur conditions hydrologique de départ soient les plus proche pos-  
1464 sible (Figure 4.2). Trois mésocosmes sont choisi pour servir de contrôle, et trois vont  
1465 subir un cycle de dessication/ré-humectation. À partir du 31 mars 2013 les précipita-  
1466 tions ont été interceptées à l'aide d'abri bâchés installable rapidement en cas de pluie  
1467 et la nuit. Ces interceptions ont été faites jusqu'au 17 juillet dans les 3 mésocosmes  
1468 traités pour simuler une sécheresse. À cette date de l'eau est ajouté aux mésocosmes,  
1469 que ce soit les contrôles ou les traitements, pour simuler de fortes précipitations.

### **1470 4.2.2 Expérimentation B**

1471 Le 17 avril 2014, 6 nouveaux mésocosmes ont été prélevés sur la tourbières de La  
1472 Guette et installé près du laboratoire, en suivant le même protocole que pour l'expéri-  
1473 mentation A. Une station météo a été installée à côté des mésocosmes afin de mesurer  
1474 la température de l'air, l'humidité relative, l'irradiation solaire, la vitesse et la direction  
1475 du vent et les précipitations toutes les 15 minutes. Cette station permettait également  
1476 l'enregistrement des températures mesurées par des sondes (T107) installées à -5, -10,  
1477 et -20 cm. Les conditions météorologiques moins ensoleillée qu'en 2013 et l'objectif de  
1478 suivre plusieurs cycles de dessication/réhumectation ont nécessité la mise en place  
1479 d'un abaissement manuel du niveau de la nappe. Pendant les phases d'assèchement les  
1480 niveaux de nappes des placettes traitées étaient donc abaissés en moyenne de 2,5 cm  
1481 par jour. Le premier cycle de dessication/réhumectation dura du 30 juin au 6 juillet  
1482 pour la phase de dessication est du 7 au 16 juillet pour la phase de réhumectation.



FIGURE 4.1 – Prélèvement des mésocosmes

Tableau 4.1 – Récapitulatif des mesures pour les deux expérimentations

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

<sup>1483</sup> Le deuxième cycle dura du 17 au 28 juillet et du 29 juillet au 3 aout, Enfin le dernier  
<sup>1484</sup> cycle fut mesuré du 4 au 11 aout pour la dessication et du 12 au 14 aout pour la  
<sup>1485</sup> réhumectation.

### <sup>1486</sup> 4.2.3 traitement

<sup>1487</sup> Les flux sont moyennés par jour de mesure.

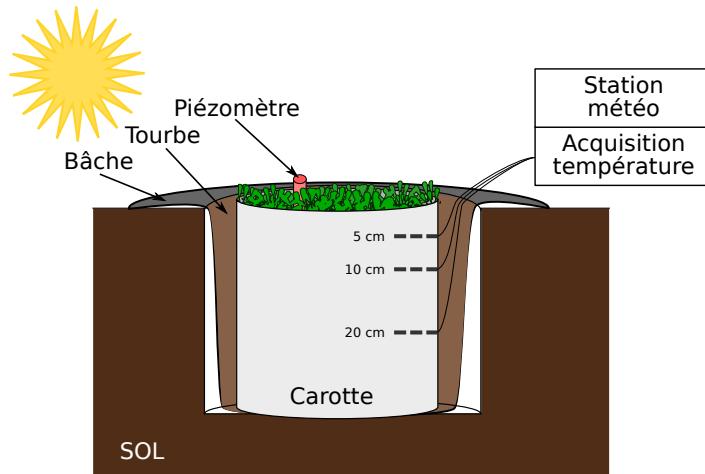


FIGURE 4.2 – Schéma d'un mésocosme

## <sup>1488</sup> 4.3 Résultats

### <sup>1489</sup> 4.3.1 Expérimentation A

<sup>1490</sup> Pendant la phase de dessication de l'expérimentation A, on observe une baisse du  
<sup>1491</sup> niveau de la nappe pour les placettes contrôles comme pour les placettes traitements  
<sup>1492</sup> (Figure 4.3–A). Malgré tout leur comportement est différent : les placettes contrôles ont  
<sup>1493</sup> un niveau de nappe relativement élevé jusqu'au 24 juin puis ce niveau baisse fortement  
<sup>1494</sup> alors que les placettes du groupe traité ont un niveau de nappe qui diminue de façon  
<sup>1495</sup> plus continue sur l'ensemble de la phase. La remontée du niveau de la nappe s'effectue  
<sup>1496</sup> de façon similaire pour les deux groupes. Enfin après la phase de ré-humectation, le  
<sup>1497</sup> niveau de la nappe baisse à nouveau, plus rapidement pour le groupe traitement que  
<sup>1498</sup> pour le groupe contrôle.

<sup>1499</sup> Les émissions de  $\text{CH}_4$ , s'étendant de 0 et  $0,3 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , sont relativement si-  
<sup>1500</sup> milaires entre les deux groupes jusqu'au 24 juin 2013, date à partir de laquelle ils  
<sup>1501</sup> commencent à diverger (Figure 4.3–B). À cette date les émissions du groupe contrôle  
<sup>1502</sup> augmentent rapidement pour atteindre  $0,55 \pm 0,31 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  tandis que celles du  
<sup>1503</sup> groupe traité restent stable. Finalement mi-juillet, à la fin de la phase de dessicca-  
<sup>1504</sup> tion les deux groupes retrouvent des niveaux d'émission similaires compris entre 0,1 et

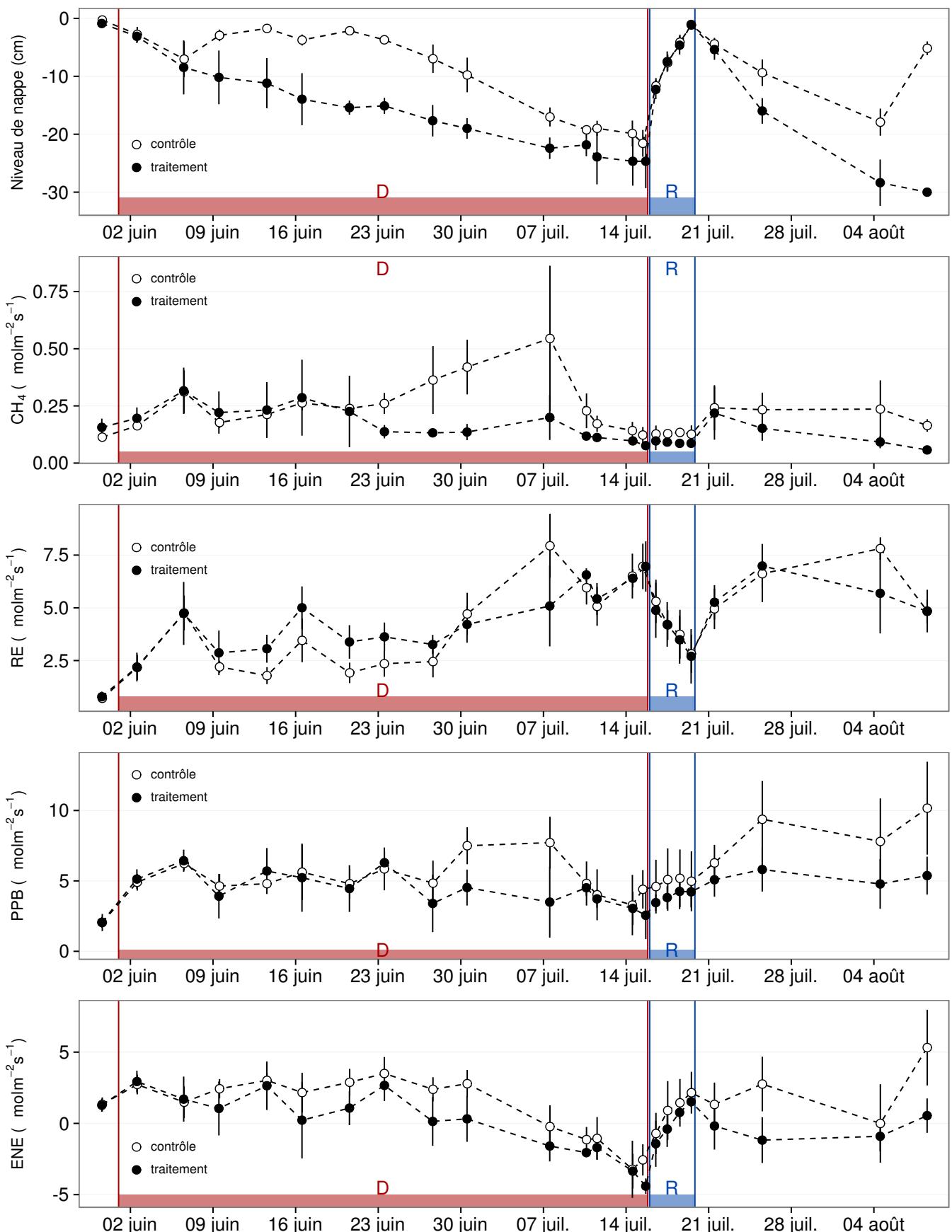


FIGURE 4.3 – Expérimentation A : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux,  $\text{CH}_4$ , RE, PPB, ENE en  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent à la phase de dessiccation (D) en rouge et à la phase de réhuméction (R) en bleu.

### 4.3. Résultats

---

1505 0,2  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Ces niveaux restent constant pendant toute la phase de réhumecta-  
1506 tion, avant d'augmenter légèrement par la suite ; ils ne dépassent pas 0,25  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$   
1507 mais franchissent la barre des 0,2  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ .

1508 Pendant la phase de dessication, les valeurs de la RE tendent à augmenter quel  
1509 que soit le groupe de placettes considéré (Figure 4.3–C). Ces valeurs inférieures à  
1510 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  
1511 mi-juillet, avant la réhumectation. Dans le détail cependant les deux groupes ne se  
1512 comportent pas de la même façon : la RE du groupe traité augmente régulièrement  
1513 pendant l'ensemble de cette phase, tandis que les valeurs du groupe de contrôle res-  
1514 tent, dans un premier temps, stable jusque fin juin. La RE de ce groupe vaut alors  
1515  $2,45 \pm 0,75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  contre  $3,26 \pm 0,46 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pour le groupe traité. Cet  
1516 écart, pouvant varier dans le temps, étant installé depuis le 9 juin. À partir de dé-  
1517 but juillet, les valeurs de RE du groupe de contrôle augmentent fortement dépas-  
1518 sant les valeurs du groupe traité. La RE de ce groupe atteint alors un maximum à  
1519  $7,93 \pm 1,52 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  le 8 juillet avant de retrouver des valeurs proche de celles ob-  
1520 servées dans le groupe traité. Cette augmentation brusque correspond temporellement  
1521 à celle observé, pour le même groupe, dans les flux de CH<sub>4</sub>. Lors de la phase de réhu-  
1522 mectation, les flux de RE diminuent de façon très similaire pour les deux groupes ou  
1523 ils atteignent un minimum proche de 2,75  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Ce minimum reste cependant  
1524 plus élevé que les valeurs mesurées initialement. Après la phase de réhumectation, les  
1525 flux des deux groupe restent relativement proches pendant le reste des mesures, où ils  
1526 remontent à mesure que le niveau de la nappe diminue à nouveau.

1527 Pour les deux groupes, les flux de PPB restent relativement stables pendant la  
1528 phase de dessiccation (Figure 4.3–D). Jusqu'au 24 juin, les flux des deux groupes sont  
1529 très proches et sont compris entre 5 et 6  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  ( $5,29 \pm 0,76 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  de  
1530 moyenne pour les deux groupes). Après cette date, et comme pour le CH<sub>4</sub> et la RE,  
1531 les valeurs de la PPB du groupe de contrôle augmentent et s'écartent de celles me-  
1532 surées dans le groupe traité, en attendant de les rejoindre avant la fin de cette phase  
1533 de dessiccation. Par ailleurs, à la fin de cette phase, les flux diminuent légèrement at-

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

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

Les variations du niveau de la nappe sont principalement liée à la RE (Figure 4.5–C) et, à travers elle, à l'ENE (Figure 4.5–G). L'effet des variations du niveau de la nappe sur la PPB est quasiment nul (Figure 4.5–E), même si la PPB semble diminuer aux plus fortes profondeurs. Pour le CH<sub>4</sub> il est également difficile de distinguer des tendances générales entre les flux et les niveaux de nappe (Figure 4.5–A).

### 4.3.2 Expérimentation B

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

### 4.3. Résultats

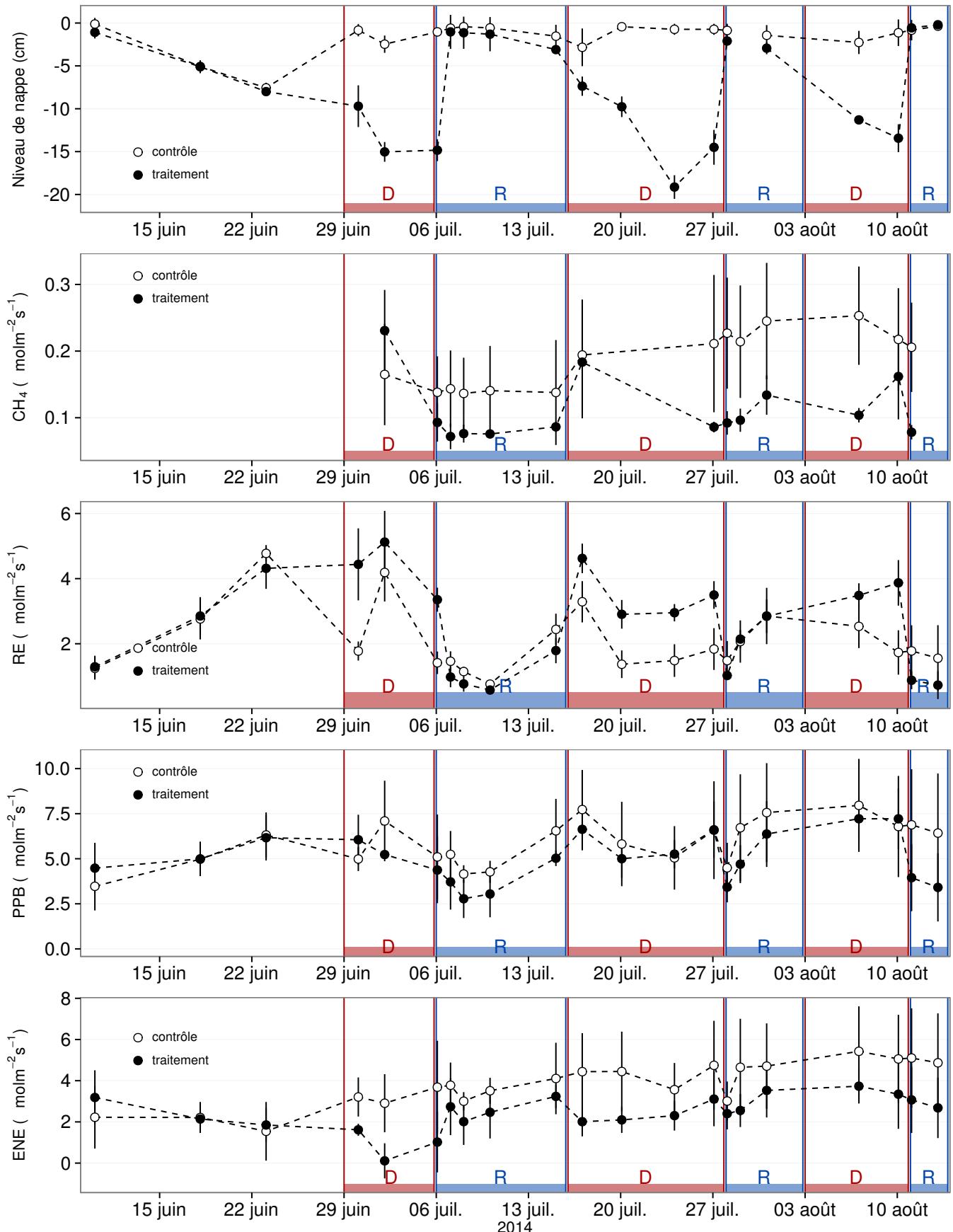


FIGURE 4.4 – Expérimentation B : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux,  $\text{CH}_4$ , RE, PPB, ENE en  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent aux phases de dessiccation (D) en rouge et aux phases de réhumectation (R) en bleu.

1562 d'une quinzaine de centimètres en moyenne pour chaque cycle (Figure 4.4–A).

1563 Les flux de CH<sub>4</sub> moyen s'étendent de 0,07 à 0,34 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>. Les flux du groupe  
1564 de contrôle, à l'exception de la première mesure, sont supérieurs aux flux du groupe  
1565 traité, leurs moyennes respectives sur l'ensemble des mesures étant de 0,20 ± 0,06 et  
1566 0,11 ± 0,05 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> respectivement. Les émissions du groupe de contrôle tendent  
1567 à augmenter sur la période de mesure. Une tendance similaire, quoique moins mar-  
1568 quée, est également visible pour le groupe traité. Concernant les cycles de dessicca-  
1569 tion/réhumectation, il est difficile de dégager des comportements communs, même s'il  
1570 semble que l'assèchement conduit à une baisse des émissions (Figure 4.4–B) Cette re-  
1571 lation, mise en exergue pas un nombre de points très faible, n'apparaît cependant pas  
1572 sur l'ensemble des données (Figure 4.5–B) Un pic d'émission de CH<sub>4</sub> est également à  
1573 noter pour chaque cycle pendant la phase de dessiccation.

1574 La RE varie pour les deux groupes entre 0,42 et 5,12 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> (Figure 4.4–C)).  
1575 Avant le démarrage des manipulations du niveau de la nappe, les valeurs des deux  
1576 groupes sont très proches et augmentent tandis que le niveau de nappe diminue. Pen-  
1577 dant les phases de dessication, les valeurs du groupe traité sont systématiquement supé-  
1578 rieures, de 1,5 à 1,8 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> en moyenne par phase, par rapport à celle du groupe  
1579 de contrôle. À l'inverse pendant les phases de réhumectation les flux entre les deux  
1580 groupes sont beaucoup plus proches avec une tendance de la RE du groupe de contrôle  
1581 à être au dessus de celle du groupe traité. La RE du groupe traité est systématiquement  
1582 plus faible pendant les phases de réhumectations que pendant les phases de dessicca-  
1583 tions. En moyenne la RE vaut respectivement 2,28 ± 1,00 et 3,86 ± 0,80 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>  
1584 pour les groupes de contrôle et traité pendant les phases de dessiccation et 1,70 ± 0,62  
1585 et 1,51 ± 0,98 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> pendant les phases de réhumectation.

1586 Sur l'ensemble de la période de mesure la PPB est comprise entre 2,78 et 7,96 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>.

1587 Avant le début des traitements les flux des deux groupes sont similaires (Figure 4.4–D).  
1588 La première phase de dessiccation fait passer la PPB du groupe de contrôle au dessus  
1589 du groupe traité. Pour les deux groupes, la PPB est plus importante lors des phases  
1590 de dessiccation comparée aux phase de réhumectation, avec des moyennes respectives

#### **4.4. Discussion**

---

1591 de  $6,35 \pm 2,19$  contre  $5,80 \pm 2,20$  pour le groupe de contrôle et de  $5,95 \pm 1,46$  contre  
1592  $4,05 \pm 1,60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pour le groupe traité.

1593 Les valeurs d'ENE mesurées sont comprises entre  $0,11$  et  $5,42 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , elles  
1594 ont tendance à augmenter au cours du temps. Passé la période pré-traitements pendant  
1595 laquelle les flux de l'ENE sont similaires pour les deux groupes l'ENE du groupe de  
1596 contrôle est systématiquement supérieure à celle du groupe de traitement (Figure 4.4–  
1597 E). L'évolution des deux groupes reste cependant relativement conjointe pendant la  
1598 période de mesure avec pour le groupe traité une diminution récurrente de l'ENE au  
1599 début de chaque phase de dessiccation.

##### **1600 4.3.3 tendances générales**

1601 Pour les deux expérimentations une relation nette est visible entre le niveau de la  
1602 nappe et l'ENE qui diminue lorsque le niveau de nappe augmente (Figure 4.5–G,H).  
1603 La relation inverse est visible, pour les deux expérimentations, entre la RE et le niveau  
1604 de la nappe (Figure 4.5–C,D). La PPB par contre ne montre aucune tendance claire  
1605 quelle que soit l'expérimentation. On peut malgré tout noter que les valeurs de PPB les  
1606 plus faibles correspondent aux niveaux de nappe les plus élevés(Figure 4.5–E,F). Pour  
1607 le méthane, que ce soit pour l'expérimentation A ou B, aucune tendance ne semble se  
1608 dégager vis à vis du niveau de la nappe (Figure 4.5–A,B).

## **1609 4.4 Discussion**

### **1610 4.4.1 Comparaison aux mesures *in-situ***

1611 Les flux moyen de  $\text{CH}_4$  mesurés dans les mésocosmes des deux expérimentations  
1612 font partie des valeurs hautes mesurées sur le terrain. Certaines campagnes dépassent  
1613 nettement, en faisant plus que doubler, le maximum de  $0,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  mesuré en  
1614 2014 sur la tourbière de La Guette.

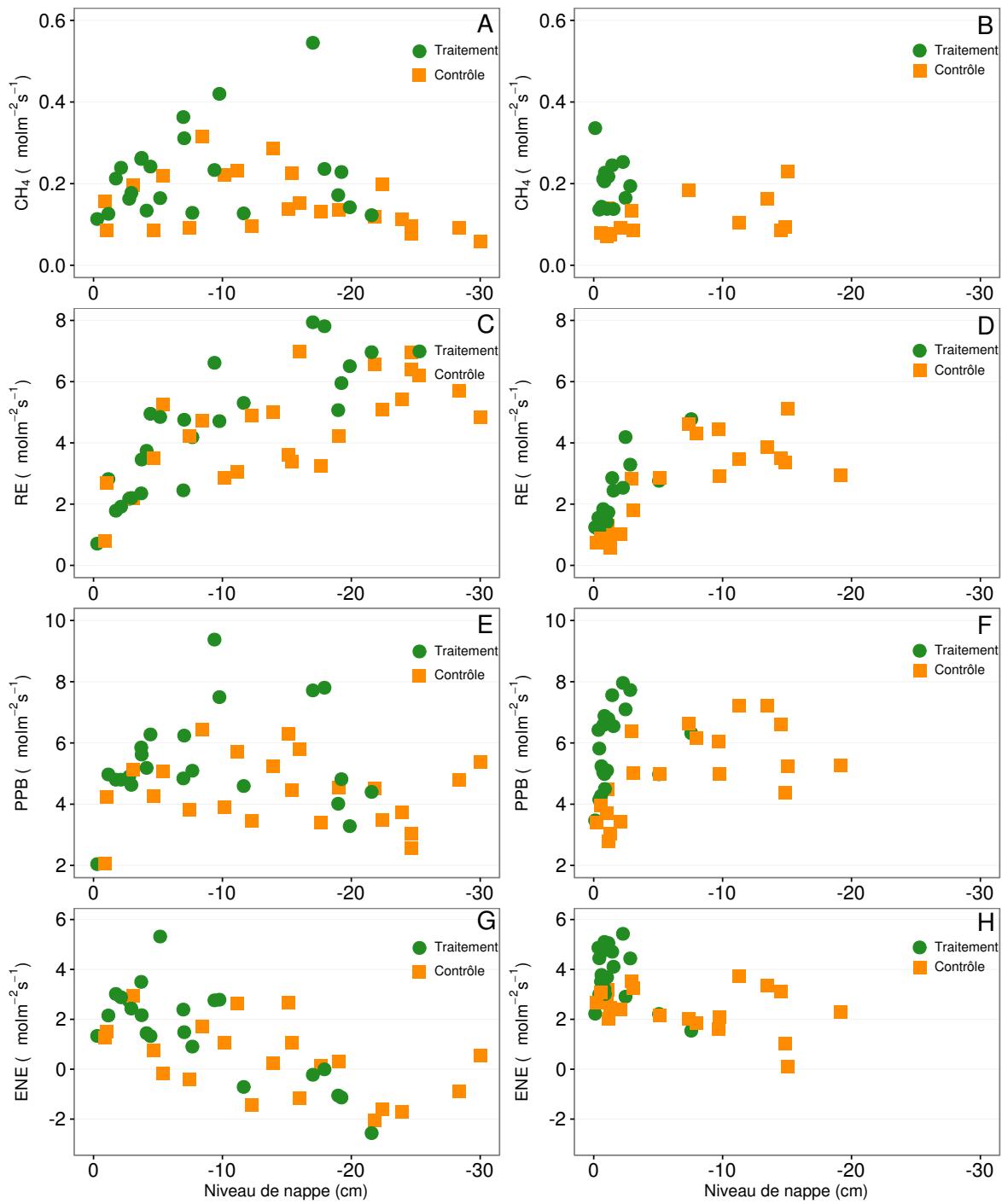


FIGURE 4.5 – Relations entre les flux de GES et le niveau de la nappe

#### 4.4. Discussion

---

1615 Pour le CO<sub>2</sub> les flux sont généralement dans la gamme des valeurs mesurée sur la  
1616 tourbière de La Guette. Pour l'expérimentation A, l'ENE moyen est plus faible que  
1617 celui mesuré sur le terrain la même année : 0,81 contre 2,85 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>. Pour l'expé-  
1618 rimentation B en revanche l'ENE moyen vaut 0,71 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> ce qui est relativement  
1619 proche de celui mesuré sur le terrain : 2,93 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>. Les flux de RE et de PPB  
1620 sont moins fort que les flux mesurés sur le terrain mais restent dans leur gamme de  
1621 valeurs. Ces comparaisons sont par ailleurs à relativiser puisque les mesures de flux  
1622 n'ont pas nécessairement lieu aux mêmes moment de la journée.

1623 Comme pour la RE, les flux de PPB sont du même ordre de grandeur que ceux me-  
1624 surés sur le terrain, mais légèrement plus faible : les maxima moyens mesurés dans les  
1625 mésocosmes sont d'environ 7,5 pour des valeurs de 13 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> mesuré directement  
1626 sur la tourbière.

##### 1627 4.4.2 Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de 1628 gaz

1629 Les résultats de ces deux expérimentations montrent clairement une augmentation  
1630 de la RE quand le niveau de la nappe diminue. Ceci est en accord avec les résultats  
1631 d'autres études que ce soit in-situ (Ballantyne *et al.*, 2014) ou en mésocosmes (Blodau  
1632 *et al.*, 2004; Dinsmore *et al.*, 2009). Dans ces deux dernières publications, la baisse  
1633 du niveau de la nappe diminue la PPB. Pas de variations claires de la PPB n'est vi-  
1634 sible dans les données présentées, même si une légère tendance semble émergée aux  
1635 plus fortes profondeur de nappe pour l'expérimentation A, ces observations restent à  
1636 confirmer. Cette absence d'effet du niveau de la nappe sur la PPB peut, peut être,  
1637 être liée à la profondeur des mésocosmes (30 cm). En effet dans Blodau *et al.* (2004)  
1638 et Dinsmore *et al.* (2009), les mésocosmes utilisés sont plus grands, 75 et 41 cm res-  
1639 pectivement, ont permis d'abaisser le niveau de l'eau au delà de -30 cm. Cette limite  
1640 a été rapportée plusieurs fois comme étant un seuil au delà duquel son observés des  
1641 changements importants (Blodau *et al.*, 2004; Peichl *et al.*, 2014). Ce seuil est expliqué  
1642 comme étant la limite au delà de laquelle les forces de capillarités ne permettent plus

1643 d'alimenter en eau les sphaignes (Rydin et Jeglum, 2013b; Ketcheson et Price, 2014).  
1644 Il résulte des constats précédents qu'une baisse du niveau de nappe, faisant augmenter  
1645 la RE et ne changeant pas ou peu la PPB, conduit à une baisse de l'ENE. Cette di-  
1646 minution de l'ENE est cohérente avec la littérature, que ce soit des expérimentations  
1647 en mésocosmes (Aerts et Ludwig, 1997; Blodau *et al.*, 2004), ou in-situ (Bubier *et al.*,  
1648 2003; Sonnentag *et al.*, 2010). Malgré tout l'extrapolation de ses résultats à d'autres  
1649 situations n'est pas évidente car fortement fonction du contexte. D'autre études n'ont,  
1650 par exemple, pas observé d'influence du niveau de la nappe sur la RE (Updegraff *et al.*,  
1651 2001). Par ailleurs Laiho (2006) a montré l'importance du contexte et notamment celui  
1652 de l'échelle de temps considéré qui peut impliquer des phénomènes différents et donc  
1653 avoir des conséquences différentes.

1654 La dépendance entre les flux de CH<sub>4</sub> et le niveau de la nappe, devant conduire à une  
1655 baisse des émissions quand le niveau de la nappe diminue, comme décrite dans Aerts et  
1656 Ludwig (1997), Pelletier *et al.* (2007) ou Turetsky *et al.* (2008), n'a pas été clairement  
1657 observée. Ce constat rejoins d'autres études dans lesquelles une relation inverse ou un  
1658 absence de relation a été trouvé entre le CH<sub>4</sub> et le niveau de la nappe Kettunen *et al.*  
1659 (1996); Bellisario *et al.* (1999); Treat *et al.* (2007). L'observation d'un pic de méthane  
1660 suivant de quelques jours une phase de hausse du niveau de la nappe, est également  
1661 rapportée par Kettunen *et al.* (1996). (**And so what ?**)

#### 1662 4.4.3 Effet cycles multiples



<sub>1663</sub> 5 Variation journalière de la respiration de  
<sub>1664</sub> l'écosystème (article)

<sub>1665</sub>

<sub>1666</sub>	<b>5.1 Introduction</b>	<sub>1667</sub> . . . . . 107
<sub>1668</sub>	5.1.1 Study sites	<sub>1669</sub> . . . . . 109
<sub>1670</sub>	5.1.2 Data acquisition	<sub>1671</sub> . . . . . 109
<sub>1672</sub>	5.1.3 Data synchronisation	<sub>1673</sub> . . . . . 110
<sub>1674</sub>	5.1.4 Sensitivity of ER to temperature	<sub>1675</sub> . . . . . 110
<sub>1676</sub>	5.1.5 Testing difference between daytime and nighttime ER sensi-	<sub>1677</sub> . . . . . 111
<sub>1678</sub>	tivity to temperature	<sub>1679</sub> . . . . . 111
<sub>1680</sub>	5.1.6 Physico-chemical characterisation of the peat	<sub>1681</sub> . . . . . 111
<sub>1682</sub>	<b>5.2 Résultats</b>	<sub>1683</sub> . . . . . 112
<sub>1684</sub>	5.2.1 Température de l'air et variabilité de RE	<sub>1685</sub> . . . . . 112
<sub>1686</sub>	5.2.2 Synchronisation RE et température du sol	<sub>1687</sub> . . . . . 113
<sub>1688</sub>	5.2.3 Équations utilisées	<sub>1689</sub> . . . . . 114
<sub>1690</sub>	5.2.4 Relation entre RE et la température	<sub>1691</sub> . . . . . 115
<sub>1692</sub>	5.2.5 Évolution du Q10	<sub>1693</sub> . . . . . 116
<sub>1694</sub>	5.2.6 Différence entre mesures de jour et de nuit	<sub>1695</sub> . . . . . 118
<sub>1696</sub>	5.2.7 Caractérisation de la tourbe	<sub>1697</sub> . . . . . 118
<sub>1698</sub>	<b>5.3 Discussion</b>	<sub>1699</sub> . . . . . 118
<sub>1700</sub>	5.3.1 Différence de RE entre les différents sites	<sub>1701</sub> . . . . . 118
<sub>1702</sub>	5.3.2 Temps de latence entre température et RE	<sub>1703</sub> . . . . . 122
<sub>1704</sub>	5.3.3 La synchronisation entre RE et la température améliore la	<sub>1705</sub> . . . . . 123
<sub>1706</sub>	représentation de la sensibilité de RE à la température	<sub>1707</sub> . . . . . 123

---

1688	5.3.4 Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit . . . . .	124
1689	5.3.5 La sensibilité du Q10 à la profondeur de la température et à	
1690	la synchronisation . . . . .	124
1692	<b>5.4 Conclusions . . . . .</b>	<b>125</b>
1693		

## 1694 5.1 Introduction

1695 At a global scale, Ecosystem Respiration (ER) and photosynthesis are the most  
1696 important fluxes between the atmosphere and the biosphere, accounting for 98 and  
1697 123 PgC yr<sup>-1</sup>, respectively (Bond-Lamberty et Thomson, 2010; Beer *et al.*, 2010). By  
1698 contrast the fossil fuel and cement production flux is one order of magnitude lower, at  
1699 7.8 PgC yr<sup>-1</sup> (Ciais *et al.*, 2014). Consequently, even small variations in the ecosystem  
1700 fluxes may result in substantial changes in carbon (C) storage dynamics. This can have  
1701 a significant effect on the global C budget, in particular on atmospheric C concentration.  
1702 The C stock in natural ecosystems is divided into two pools : vegetation, which contains  
1703 450 to 650 Pg C, and the soil which contains 1500 to 2400 Pg C (Prentice *et al.*, 2001;  
1704 Eswaran *et al.*, 1993; Batjes, 1996). Across the world, the soil organic C (SOC) pool is  
1705 spatially heterogeneous in terms of source and physical conditions, leading to variable  
1706 storage rates between ecosystem types. Peatlands are efficient C storage ecosystems.  
1707 They cover only 3 % of the global terrestrial area, but contain from 270 to 455 Pg C as  
1708 SOC, i.e. from 10 to 30 % of the world's soil C (Gorham, 1991; Turunen *et al.*, 2002).  
1709 Thus, peatlands are considered as a "hot spots" for SOC storage, and their evolution  
1710 under current environmental changes deserves attention.

1711 As in many other terrestrial ecosystems, many factors affect ER variability in peat-  
1712 lands : temperature, soil water content, vegetation, and substrate supply (Luo et Zhou,  
1713 2006b). All these factors are thought to be affected by global change, with unknown  
1714 consequences on the C balance (Limpens *et al.*, 2008). ER is often related to tempe-  
1715 rature : either to air temperature (e.g., Bortoluzzi *et al.*, 2006), or soil temperature.  
1716 The most commonly used soil temperatures are those at -5 cm (Ballantyne *et al.*, 2014;  
1717 Görres *et al.*, 2014) and -10 cm (Kim et Verma, 1992; Zhu *et al.*, 2015). In some studies,  
1718 different depths are used and the selected one depends on the goodness-of-fit (Günther  
1719 *et al.*, 2014; Zhu *et al.*, 2015). All these studies use the chamber method to measure  
1720 gas fluxes. Even though most studies use -5 cm soil temperature, no clear consensus

## 5.1. Introduction

---

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

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

1750 The aim of this study was (i) to highlight any time-delay at the daily timescale  
1751 between ER and soil temperature at different depths in peatlands (ii) to assess the  
1752 effect of synchronisation between ER and temperature in the representation of the diel  
1753 ER variations (iii) to use the improved model to assess whether there is a difference  
1754 between nighttime and daytime ER.

1755 **5.1.1 Study sites**

1756 The study was performed on four French *Sphagnum*-dominated peatlands : Berna-  
1757 douze (BDZ, Ariège ; 3.75 ha, N 42°48'09", E 1°25'24", 1400 m), Frasne (FRN, Doubs ;  
1758 98 ha, N 46°49'35", E 6°10'20", 836 m), Landemarais (LDM, Ille-et-vilaine ; 23 ha,  
1759 N 48°26'30", E 1°10'54", 154 m), and La Guette (LGT, Cher ; 26 ha, N 47°19'44", E  
1760 2°17'04", 145 m). Mean annual air temperatures and annual rainfalls were 6, 7.5, 11,  
1761 11°C, and 1700, 1400, 870, 880 mm for BDZ, FRN, LDM and LGT respectively. During  
1762 the measurements the water table level remained constant at to -12, -7, -35 and -9 cm  
1763 for BDZ, FRN, LDM and LGT.

1764 **5.1.2 Data acquisition**

1765 Fieldwork was conducted between July and October 2013. In each site, four plots  
1766 (replicates) with similar plant cover were chosen. Four cylindrical PVC collars (diame-  
1767 ter : 31 cm, height : 15 cm) were inserted into the peat the day before beginning the  
1768 measurements. For 72 hours, CO<sub>2</sub> fluxes were measured in the 4 plots once an hour  
1769 in random order. These measurements were undertaken using a closed static cham-  
1770 ber (diameter of 30.5 cm, height of 30 cm), with a GMP343 Vaisala probe. ER was  
1771 measured with a transparent chamber covered by an opaque material to avoid input of  
1772 photosynthetic active radiation. Inside the chamber the air was homogenized with a fan  
1773 in order to minimize concentration gradients ([Pumpanen et al., 2004](#)). Measurement  
1774 lasted a maximum of 5 min with CO<sub>2</sub> concentration recorded every 5 seconds as well  
1775 as the relative humidity and the temperature inside the chamber.

1776 In each site a weather station and a data logger were set up near the plots to provide

## 5.1. Introduction

---

1777 meteorological and environmental data recorded every second : surface temperature (air  
1778 temperature as close as possible to the surface : 5 cm), peat temperature (at -5, -10,  
1779 -20 and -30 cm depth), air relative humidity and solar radiation.

1780 After the 72 hours of measurements four peat cores (30 cm height and 15 cm  
1781 diameter), one for each replicate, were extracted at each site for physico-chemical cha-  
1782 racterisation.

### 1783 5.1.3 Data synchronisation

1784 The synchronisations between ER fluxes and temperatures were calculated for each  
1785 depth and time-delays : The acquisition frequency between temperature and ER were  
1786 different. Thus an average of the temperatures recorded during the ER measurement  
1787 time was calculated for all depths at the corresponding CO<sub>2</sub> flux measurement time.  
1788 Then the temperature averaging procedure was repeated at 10-minute increments, until  
1789 a 24 hour shift. The 10-minute step was a compromise between precision and calculation  
1790 time. Next a correlation coefficient was calculated for each time step and temperature  
1791 measurement depth. Finally the synchronisation was determined for each depth, by  
1792 selecting the time-delay corresponding to the highest correlation coefficient. Negative  
1793 correlations caused by the phase shift were discarded.

### 1794 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 : Q<sub>10</sub> (5.2) and Arrhenius (5.3)

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

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

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

1795 ER was estimated using air temperature, soil temperatures at -5, -10, -20 and -30

1796 cm depth with both non-synchronised and synchronised datasets. Calculations were  
1797 implemented in R, and modelled data were adjusted to measured data using Ordinary  
1798 Least Squares (OLS). The goodness-of-fit was estimated by calculating the regression  
1799 coefficient ( $R^2$ ) and the root mean square error normalized by the mean (NRMSE).

1800 **5.1.5 Testing difference between daytime and nighttime ER**  
1801 **sensitivity to temperature**

1802 To test whether the relationship between ER and temperature differed during day-  
1803 time and nighttime, the dataset was split into two groups which were then compared.  
1804 The data between 10 am and 5 pm were considered as representative of the day and  
1805 data between 11 pm and 6 am as representative of the night. Only the air temperature  
1806 and the -5 cm depth peat temperature (with synchronised and non-synchronised data)  
1807 were investigated as they provide the best ER representation. The data for day and  
1808 night were centred to account for natural differences in measurement, since : during  
1809 the day both temperature and ER are higher than in the night. Using these centred  
1810 data, ratios between ER and temperatures were calculated. Finally a paired Student's  
1811 t test was applied on the mean of the replicate for each site and each temperature to  
1812 assess the significance of the differences between day and night measurements.

1813 **5.1.6 Physico-chemical characterisation of the peat**

1814 In the laboratory, two peat cores from each site were immersed in water during 24  
1815 hours to saturate the pores. Then, the cores were soaked overnight to get rid of the  
1816 water filling the effective porosity. At 5 cm steps, a piece of peat with a known volume  
1817 ( $V$ ,  $\text{cm}^3$ ) was cut and weighed ( $W_1$ , g). Then, the samples were dried at  $50^\circ\text{C}$  for 48  
1818 hours and weighed ( $W_2$ , g). Total porosity ( $\Phi_T$ , dimensionless), retention porosity ( $\Phi_R$ ,  
1819 dimensionless), effective porosity ( $\Phi_E$ , dimensionless) and bulk density ( $Bd$ ,  $\text{g cm}^{-3}$ )  
1820 were calculated as follows :

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

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

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

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

<sub>1821</sub> Peat density ( $\rho_{peat}$ ) was set at 1.45 according to [Kennedy et Price \(2005\)](#). Then  
<sub>1822</sub> the peat was crushed and C, H, N and S analyses were performed with an elemental  
<sub>1823</sub> analyser (Thermo Flash analyser).

<sub>1824</sub> 5.2 Résultats

<sub>1825</sub> 5.2.1 Température de l'air et variabilité de RE

<sub>1826</sub> Mean surface air temperatures were about 14-15 °C for all sites, except for LGT  
<sub>1827</sub> which was  $20.8 \pm 7.4$  °C, (Figure 5.1 – H). The lowest mean temperature and amplitude  
<sub>1828</sub> were found at BDZ :  $14.4 \pm 3.3$  °C (Figure 5.1 – E). In LDM and FRN, the mean surface  
<sub>1829</sub> air temperatures were respectively  $14.9 \pm 8.7$  °C and  $15.0 \pm 10.3$  °C (Figure 5.1 – F,  
<sub>1830</sub> G) Surface air temperature was the highest in FRN.

<sub>1831</sub> At -5 cm depth, BDZ and LGT had lower mean temperatures than at the surface :  
<sub>1832</sub>  $14.1 \pm 1.5$  °C and  $20.3 \pm 1.7$  °C respectively, whereas the opposite was observed in FRN  
<sub>1833</sub> and LDM with  $16.3 \pm 2.4$  °C and  $15.9 \pm 1.0$  °C respectively. Mean soil temperatures  
<sub>1834</sub> were still higher at -10 cm for both sites, but only in LDM at -20 cm. At -30 cm  
<sub>1835</sub> the soil temperature amplitude ranged from 0.2 in LDM to 0.6 in LGT and FRN.  
<sub>1836</sub> Overall conditions were warmer in LGT than in the other sites and LDM, despite a  
<sub>1837</sub> large amplitude of surface air temperature, had a particularly low soil temperature  
<sub>1838</sub> amplitude.

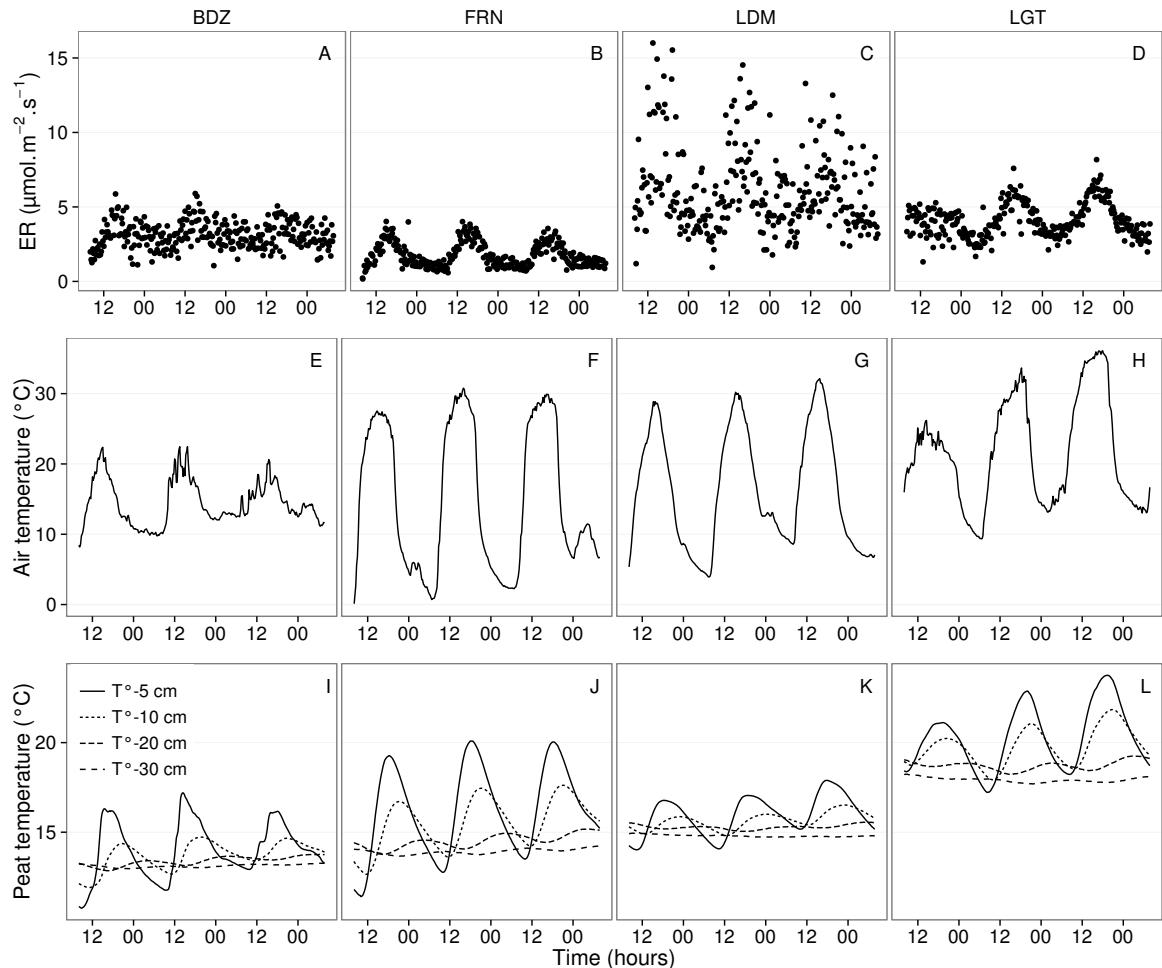


FIGURE 5.1 – Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).

1839 In terms of ER, mean and variability were the lowest in FRN among all sites ( $1.75$   
 1840  $\pm 0.83 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , Figure 5.1 – B). The highest variability and mean ER ( $6.13 \pm$   
 1841  $2.81 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , Figure 5.1 – C) were observed in LDM. On this site replicates had  
 1842 different behaviours even though they were close to each other and in a similar environ-  
 1843 ment. In BDZ and LGT, ER mean values were  $3.12 \pm 0.92$  and  $4.10 \pm 1.15 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$   
 1844 respectively (Figure 5.1 – A, B)

### 1845 5.2.2 Synchronisation RE et température du sol

1846 Figure 5.1 shows that the deeper the temperature was measured, the greater the  
 1847 shift with respect to ER. Taking this shift into account by synchronising soil tempera-  
 1848 tures with ER led to a significant positive linear correlation between the temperature

## 5.2. Résultats

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

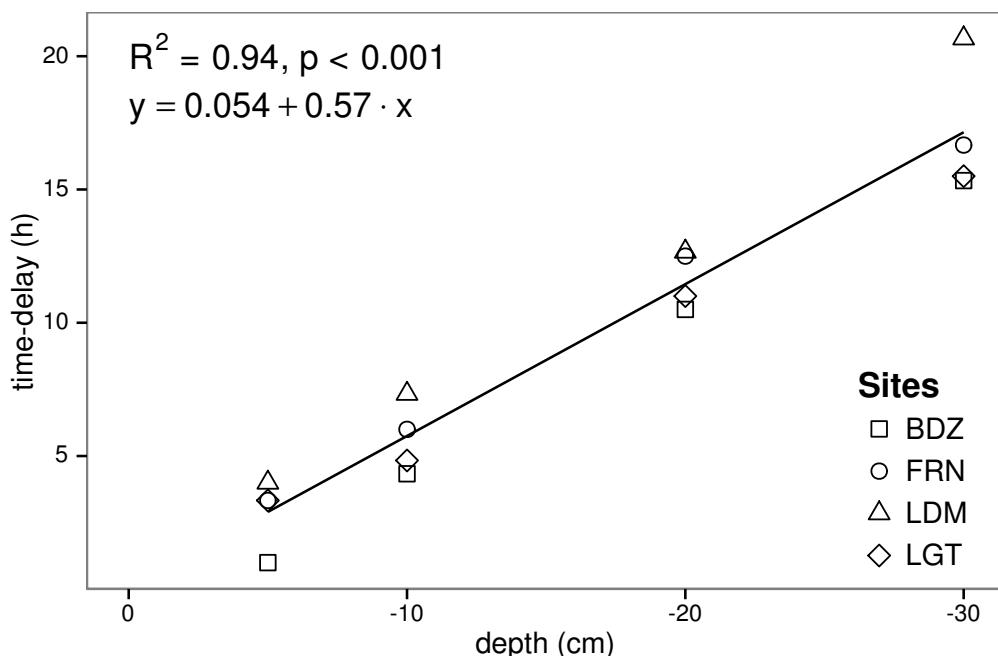


FIGURE 5.2 – Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT)

### 5.2.3 Équations utilisées

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

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

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

1863 whereas differences in NRMSE maximum values were 1.28 and 1.14 (Table 5.1). In  
 1864 most cases the linear model led to a slightly better  $R^2$  than the others. As the differ-  
 1865 ences between equations were small, however, we will describe the exponential model  
 1866 in the following sections, because (i) it is the most widely used model to describe the  
 1867 ER–temperature relationship and (ii) the  $Q_{10}$  value can be derived from this equation.  
 1868 This will allow the comparison of the results of our study to others.

#### 1869 5.2.4 Relation entre RE et la température

1870 The relationship between air temperature and ER, using the exponential model, was  
 1871 better in LGT and FRN ( $R^2 > 0.55$ ) than in LDM and LDM ( $R^2 < 0.35$ ) (Table 5.1).  
 1872 Nevertheless in all sites and with both linear and exponential models, using synchro-  
 1873 nised soil temperatures gave a better account of the ER variability than their non-  
 1874 synchronised counterparts (Figure 5.3). The goodness of fit ( $R^2$ ) increased on average  
 1875 by 0.26 to 0.35 at -5 cm and -10 cm depth respectively. The degree of improvement

## 5.2. Résultats

---

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

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

### 5.2.5 Évolution du Q<sub>10</sub>

The Q<sub>10</sub> 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<sub>10</sub> values at the surface and -10 cm depth were very similar. However there was much more variability at -10 cm depth, where the values ranged from 0.1 to 2.1, than at the surface where the values stood between 1.3 and 1.5. Beyond -10 cm depth Q<sub>10</sub> values fell almost to 0, while for non-synchronised data Q<sub>10</sub> values greatly increased with depth, reaching meaningless values. Q<sub>10</sub> values estimated with surface temperature were very similar between sites with an average of

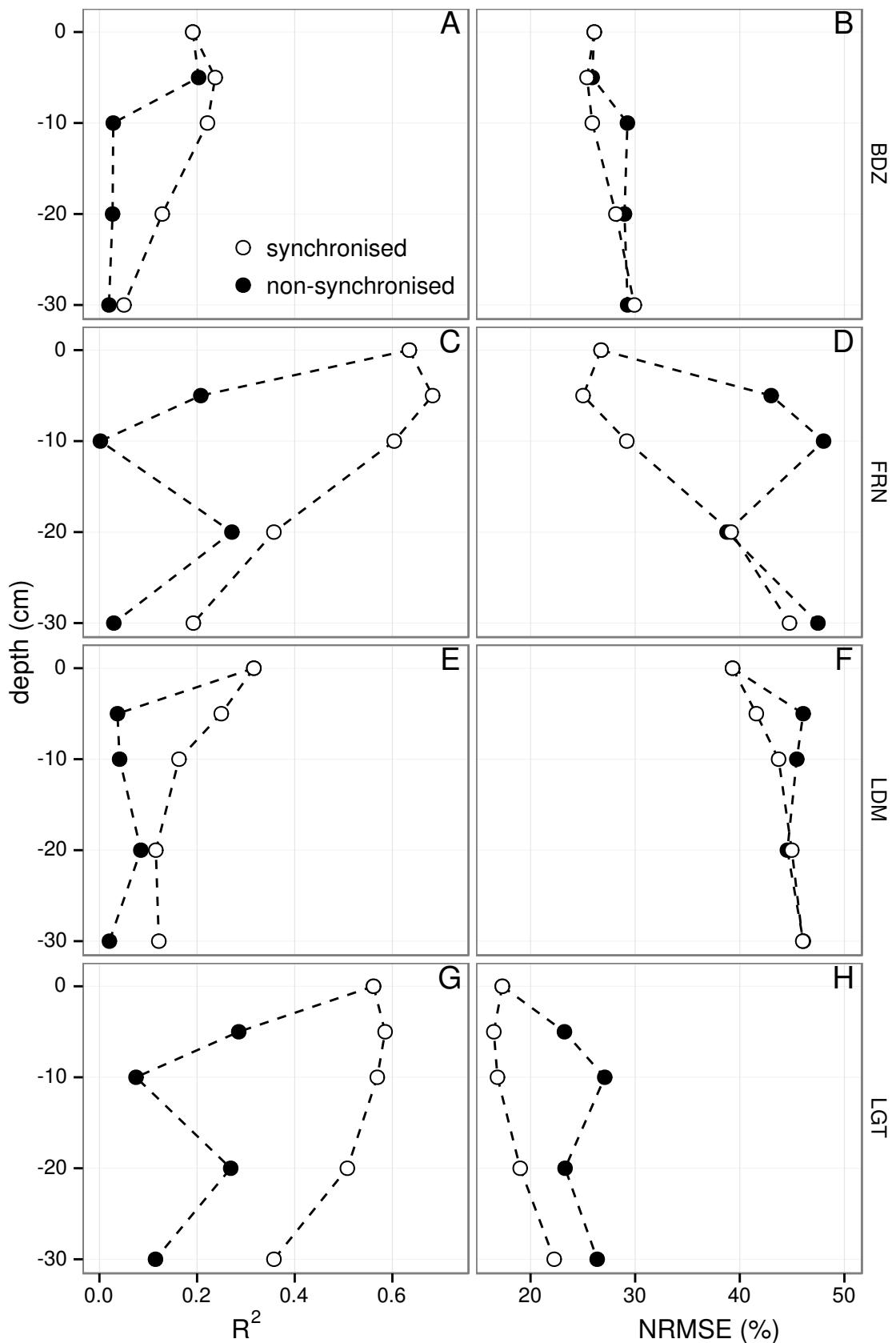


FIGURE 5.3 – Profile of  $R^2$  and NRMSE, (RMSE, normalized by the mean), with depth, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT) using the exponential model.

### **5.3. Discussion**

---

1904 1.4 (Figure 5.4). It increased to about 2.5 at -5 cm depth, with both synchronised and  
1905 non-synchronised data. Below this depth,  $Q_{10}$  estimated with both methods either de-  
1906 creased downwards (non-synchronised) or increased (synchronised data) to unrealistic  
1907 values (Figure 5.4).

#### **1908 5.2.6 Différence entre mesures de jour et de nuit**

1909 For BDZ and LDM sites no significant differences were found between daytime and  
1910 nighttime data no matter which model was used, whereas differences were found for  
1911 FRN and LGT (Figure 5.5). In FRN, synchronisation increased the significance of the  
1912 differences :  $p < 0.001$  with and  $p < 0.01$  without synchronisation respectively. The  
1913 same pattern was found in LGT but with lower significance. Hence models using -5  
1914 cm depth with non-synchronised data are not significantly different but those using  
1915 synchronised data are. Note that, for LGT, the model using air temperature had a  
1916 daytime slope that was higher than the nighttime one, which was the opposite of all  
1917 the other cases.

#### **1918 5.2.7 Caractérisation de la tourbe**

1919 Elemental compositions were similar in all sites : 1–3%, 4–6% and <1% for N, H  
1920 and S respectively (Table 5.2). C content was mainly between 40 and 50 %, except at  
1921 the deeper levels in LDM and LGT where values were lower (< 32%).

## **1922 5.3 Discussion**

### **1923 5.3.1 Différence de RE entre les différents sites**

1924 The ER fluxes calculated in the 4 sites were in the same order of magnitude as those  
1925 of peatlands found in the literature. [Bortoluzzi \*et al.\* \(2006\)](#), for instance, found ER  
1926 values ranging from 2 to 5 during the same period as this study, i.e. July to October

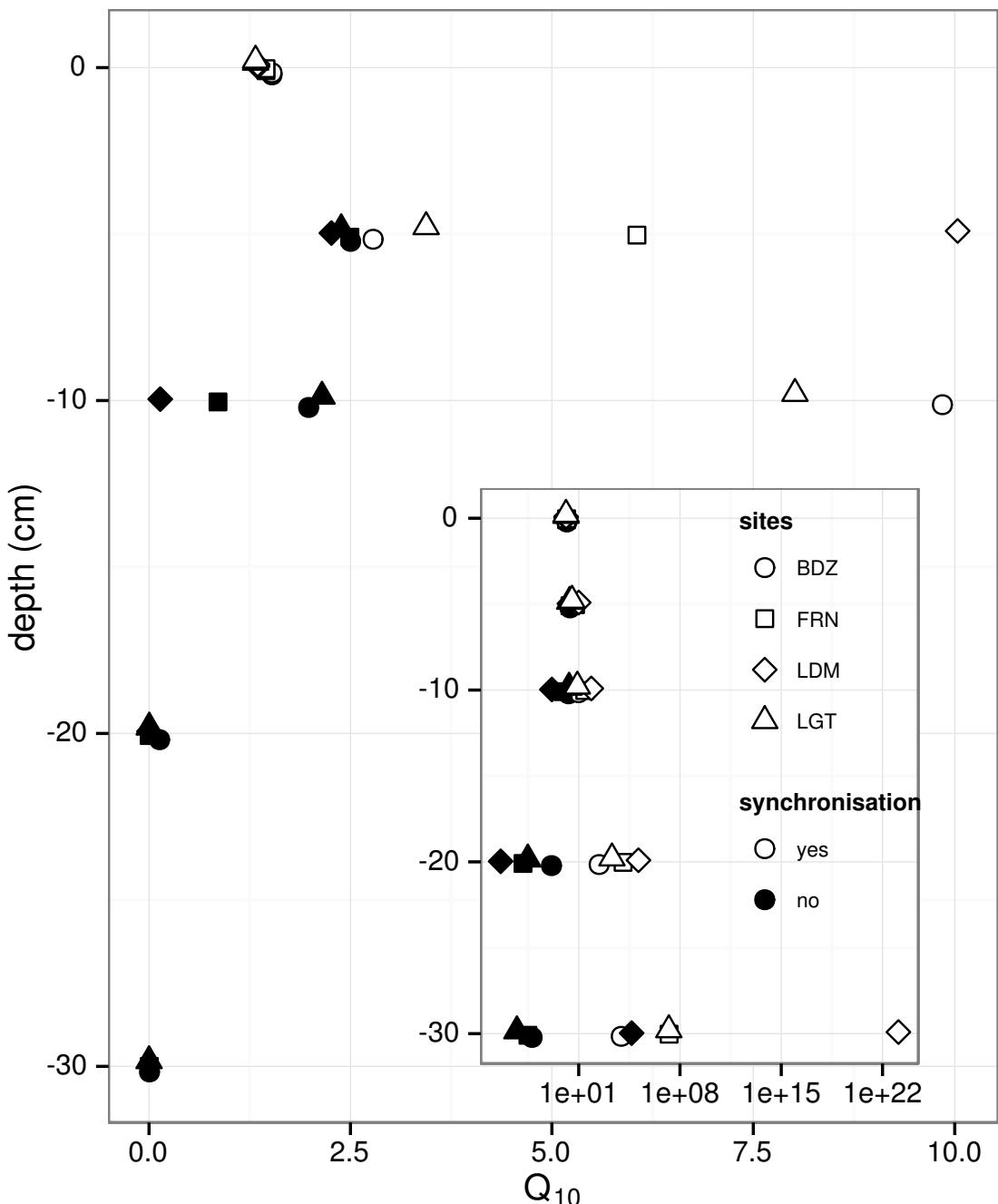


FIGURE 5.4 – Profile of  $Q_{10}$  with depth for synchronised (white) and non synchronised (black) data and exponential model in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).

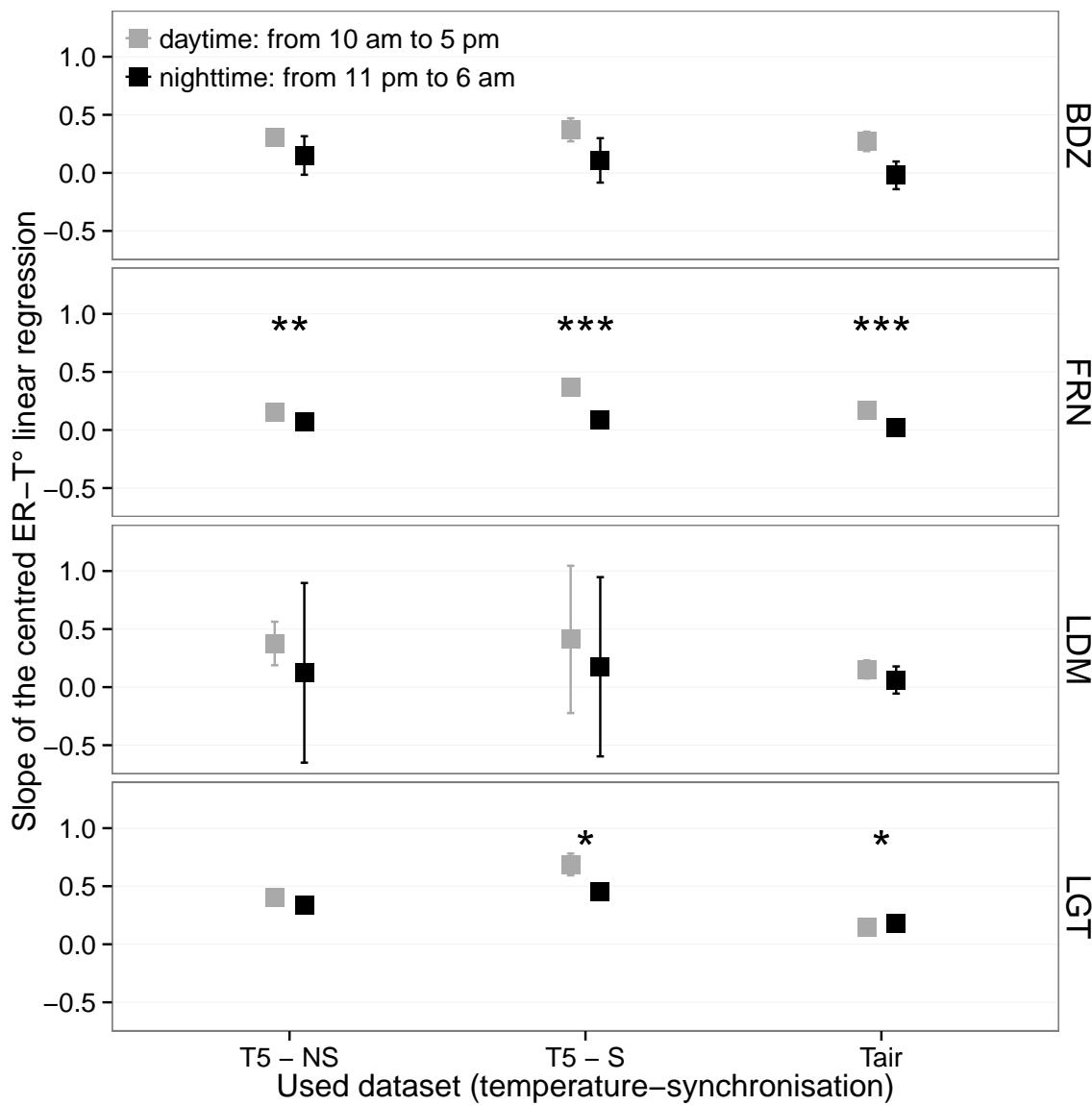


FIGURE 5.5 – Differences between daytime and nighttime measurements using 3 models : non-synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – NS), synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – S), and non-synchronised data at air temperature (Tair).

Tableau 5.2 – Peat chemical properties as a function of depth in cm : content (%) N, C, H, S, the total, retention and effective porosity,  $\Phi_T$ ,  $\Phi_R$ ,  $\Phi_E$  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	$\Phi_T$	$\Phi_R$	$\Phi_E$	solid	Bd
<b>Bernadouze</b>									
0–5	1.76	41.84	6.05	0.05	0.99	0.47	0.52	0.01	0.03
5–10	1.99	43.99	6.18	0.07	0.97	0.78	0.19	0.03	0.06
10–15	2.28	45.38	6.35	0.1	0.96	0.92	0.04	0.04	0.10
15–20	2.92	44.95	6.23	0.23	0.95	0.82	0.13	0.05	0.11
20–25	3.14	39.01	5.31	0.23	0.93	0.90	0.04	0.07	0.16
25–30	2.50	31.15	4.28	0.13	0.89	0.86	0.03	0.11	0.24
<b>Frasne</b>									
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
<b>Landemarais</b>									
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
<b>La Guette</b>									
0–5	1.55	38.33	5.23	0.05	0.97	0.61	0.36	0.03	0.05
5–10	2.35	41.31	4.66	0.20	0.93	0.83	0.10	0.07	0.08
10–15	2.34	43.81	5.72	0.18	0.91	0.89	0.02	0.09	0.10
15–20	1.99	43.17	5.45	0.10	0.89	0.87	0.01	0.11	0.13
20–25	1.90	37.91	4.83	0.05	0.88	0.83	0.05	0.12	0.15
25–30	1.32	18.95	2.32	0.01	0.79	0.76	0.03	0.21	0.28

### 5.3. Discussion

---

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

#### 5.3.2 Temps de latence entre température et RE

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

1955 was the only site with a slightly higher slope especially at -30 cm. This was expected  
1956 as soil diffusivity increases with wetness (Hillel, 2003) and LDM was the site with the  
1957 lowest water table level. This was confirmed by thermal conductivity measurements  
1958 conducted on the peat cores (data not shown). Overall, it should be noted that the  
1959 time-delays were similar in all the studied sites despite their variability in terms of ER  
1960 fluxes.

1961 **5.3.3 La synchronisation entre RE et la température améliore**  
1962 **la représentation de la sensibilité de RE à la température**

1963 In spite of the importance of lags between physical phenomena and biological  
1964 activities (Vargas *et al.*, 2010), few studies have addressed the effect of time-delays bet-  
1965 ween soil temperature and global biological activity (ER) at the daily timescale. At this  
1966 scale, we showed in peatlands that using synchronised data improved the representation  
1967 of the temperature sensitivity of ER. The improvement provided by synchronisation  
1968 was evidenced at shallow depth. The best goodness-of-fit obtained with synchronised  
1969 data and models using one temperature, was found at -5 cm depth. These observations  
1970 are in agreement with those of Pavelka *et al.* (2007) who also found a decreasing ef-  
1971 fect of synchronisation with depth. Such a lesser depth effect could be explained by  
1972 a simultaneous decrease in temperature amplitude. Because the goodness-of-fit of the  
1973 non-synchronised data increases at -20 cm, the synchronisation effect strongly decreases  
1974 at this depth. This pattern is visible, with various amplitudes, in the different sites.  
1975 It is explained by the 12 h time-delay (Figure 5.2) corresponding to a phase inversion  
1976 that occurs at this depth between the ER and the daily temperature courses. Such a  
1977 phase inversion was found deeper, at -30 cm by Pavelka *et al.* (2007), due to a higher  
1978 temperature diffusivity in mineral soils. Finally in our study these models, using syn-  
1979 chronised -5 cm depth temperature, show slightly higher  $R^2$  and lower NRMSE values  
1980 than those using surface air temperature.

#### 1981 5.3.4 Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit

1982 The significant differences observed between daytime and nighttime measurements  
1983 corroborate other studies in which these differences were found using chamber tech-  
1984 niques ([Juszczak et al., 2012](#); [Darenova et al., 2014](#)). The fact that some sites show  
1985 significant differences (FRN and LGT) and not others (BDZ and LDM) seems to be  
1986 linked to the variability between plots and temperature amplitude. When temperature  
1987 amplitude was low, most of the variability originated from spatial variability between  
1988 plots. This was also corroborated by a test done on LGT where we calculated the day  
1989 and night differences only on the last two days when temperature amplitude was the  
1990 greatest. As a result the significance increased from  $p < 0.05$  to  $p < 0.01$  for the syn-  
1991 chronised model using -5 cm depth temperature and the differences observed in the  
1992 model using air temperature were no longer significant any more ( $p > 0.05$ ).

#### 1993 5.3.5 La sensibilité du Q<sub>10</sub> à la profondeur de la température 1994 et à la synchronisation

1995 In shallow layers ( $\leq 10$  cm), the Q<sub>10</sub> values calculated with non-synchronised data  
1996 in the ranges that are usually reported, i.e. between 1.3 to 3.3 ([Raich et Schlesinger,](#)  
1997 [1992](#)). At deeper levels in the peat profile ( $\geq 10$  cm), they reach 0 as the relationship  
1998 between ER and the temperature weakens, and is not compensated by a long term  
1999 evolution. A similar behaviour was found by [Pavelka et al. \(2007\)](#) even if this Q<sub>10</sub>  
2000 decrease with depth is not usually seen and most studies show the opposite, namely  
2001 an increase in Q<sub>10</sub> values with depth ([Graf et al., 2008](#)). This apparent contradiction  
2002 may be explained by the length of the study. Because of its short duration, the effect of  
2003 the time-delays on ER were preponderant over the temperature effect. Synchronisation  
2004 also led to meaningless high Q<sub>10</sub> values because synchronisation can explain a higher  
2005 proportion of ER flux with a smaller temperature variation. Temperature amplitude  
2006 decreases with depth because of soil dampening.

## 2007 5.4 Conclusions

2008 We showed that the time-delays between ER and soil temperatures at different  
2009 depths are significant on a daily timescale as the signals are shifted 30 minutes every  
2010 centimetre. At this scale the use of synchronised soil temperature, to take into account  
2011 these time-delays, can improve the representation of ER particularly in the first 10  
2012 centimetres. Only one of the studied sites showed highly significant differences between  
2013 daytime and nighttime measurements. However it is possible that such differences exist  
2014 in the other sites, depending on the environmental conditions (e.g. temperature am-  
2015 plitude) and spatial variability in the ER fluxes. Addressing questions of bio-physical  
2016 coupling in determining ER at different timescales requires high frequency observations  
2017 ([Vargas et al., 2011](#)). Even if the automated chamber technique is increasingly used, it  
2018 cannot be easily deployed in some sites due to tall vegetation, power supply difficulties,  
2019 or harsh environmental conditions. In contrast, temperature measurements at different  
2020 depths are easy to conduct, robust to harsh conditions and can be powered by a small  
2021 solar panel. A calibration campaign with human manipulated closed chambers could be  
2022 carried out to assess ER variability at different timescales. Coupling temperature pro-  
2023 file and punctual ER measurements and then using synchronised data in models may  
2024 be a good alternative in sites where automated chambers are not easily implantable.



<sup>2025</sup> Synthèse et perspectives

## 5.5. Bilan du bilan (de C) ?

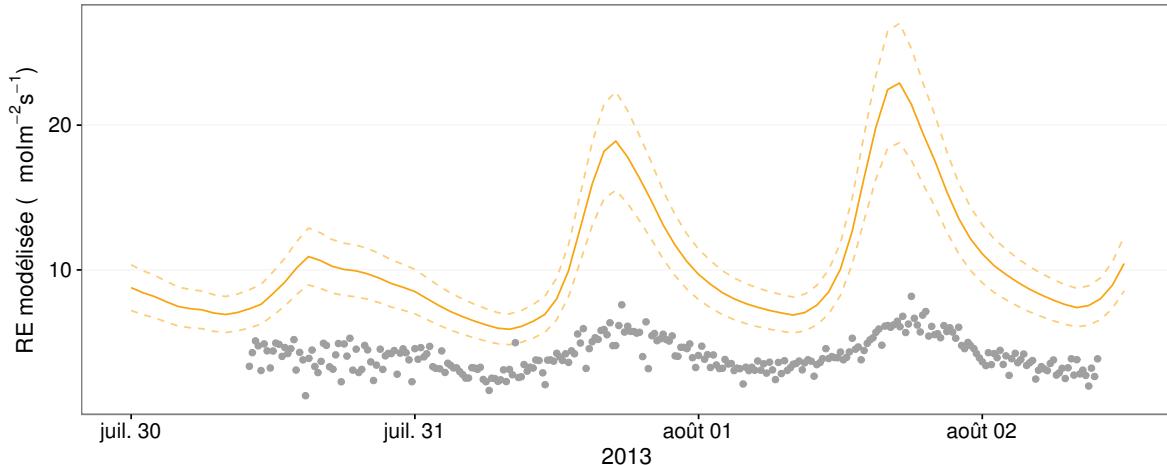


FIGURE 5.6 – Comparaison entre les valeurs estimées par le modèle RE-1 et les mesures faites à haute fréquence sur le site du 30 juillet au 2 août 2013

2026 schéma conceptuel ? Modèles globaux (ORCHID, chloée)

## 2027 5.5 Bilan du bilan (de C) ?

2028 Flux fort

2029 sensibilité param forte

2030 Modèles multi annuel et prise en compte de la végétation

2031 Quid des variations journalières dans un bilan annuel ? (Figure 5.6)

2032 Les prendre en compte améliorerait-il les modèles

2033 modèles globaux ? **limitations des équations** : Plus généralement, la majorité des  
2034 tourbières sont sous la neige une partie de l'année, ce qui n'arrive que rarement sur  
2035 la tourbière de La Guette et une partie possède également des zones d'eau libre, qui  
2036 n'existent pas sur ce site.

2037 modèles globaux et profondeur de tourbe

<sub>2038</sub> 5.6 Résilience de la tourbe par rapport aux  
<sub>2039</sub> 2 années sèches qui précèdent le BdC  
<sub>2040</sub> (lien chap 3 et 4)

<sub>2041</sub> 5.7 Ouverture vers d'autre méthodes de me-  
<sub>2042</sub> sures

- <sub>2043</sub> — chambre automatique (lien chap 5, et chap 3 ?)
- <sub>2044</sub> — tour eddy covariance (lien chap 5 et chap 3 ?)



<sup>2045</sup>

# Bibliographie

- <sup>2046</sup> AERTS, R. et LUDWIG, F. (1997). Water-table changes and nutritional status affect  
<sup>2047</sup> trace gas emissions from laboratory columns of peatland soils. *Soil Biology and*  
<sup>2048</sup> *Biochemistry*, 29(11–12):1691–1698.
- <sup>2049</sup> ALM, J., SAARNIO, S., NYKÄNEN, H., SILVOLA, J. et MARTIKAINEN, P. (1999). Winter  
<sup>2050</sup> CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O fluxes on some natural and drained boreal peatlands. *Biogeo-*  
<sup>2051</sup> *chemistry*, 44(2):163–186.
- <sup>2052</sup> ALM, J., TALANOV, A., SAARNIO, S., SILVOLA, J., IKKONEN, E., AALTONEN, H.,  
<sup>2053</sup> NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1997). Reconstruction of the carbon balance  
<sup>2054</sup> for microsites in a boreal oligotrophic pine fen, Finland. *Oecologia*, 110:423–431.
- <sup>2055</sup> ANDREJKO, M. J., FIENE, F. et COHEN, A. D. (1983). Comparison of ashing techniques  
<sup>2056</sup> for determination of the inorganic content of peats. In *Testing of Peats and Organic*  
<sup>2057</sup> *Soils : A Symposium*, volume 820, pages 5–10. ASTM International.
- <sup>2058</sup> ARCHER, D., EBY, M., BROVKIN, V., RIDGWELL, A., CAO, L., MIKOŁAJEWICZ, U.,  
<sup>2059</sup> CALDEIRA, K., MATSUMOTO, K., MUNHOVEN, G., MONTENEGRO, A. et OTHERS  
<sup>2060</sup> (2009). Atmospheric lifetime of fossil fuel carbon dioxide. *Annu. Rev. Earth Planet.*  
<sup>2061</sup> *Sci.*, 37(1):117.
- <sup>2062</sup> ARYA, S. P. (2001). *Introduction to Micrometeorology*, volume 79 de *International*  
<sup>2063</sup> *Geophysics Series*. Academic Press.
- <sup>2064</sup> AURELA, M., RIUTTA, T., LAURILA, T., TUOVINEN, J.-P., VESALA, T., TUITILA,  
<sup>2065</sup> E.-S., RINNE, J., HAAPANALA, S. et LAINE, J. (2007). CO<sub>2</sub> exchange of a sedge fen  
<sup>2066</sup> in southern Finland—the impact of a drought period. *Tellus B*, 59(5):826–837.
- <sup>2067</sup> BALLANTYNE, D. M., HRIBLJAN, J. A., PYPKER, T. G. et CHIMNER, R. A. (2014).  
<sup>2068</sup> Long-term water table manipulations alter peatland gaseous carbon fluxes in nor-  
<sup>2069</sup> thern Michigan. *Wetlands Ecol. Manage.*, 22(1):35–47.
- <sup>2070</sup> BATJES, N. H. (1996). Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *Eur. J. Soil*  
<sup>2071</sup> *Sci.*, 47(2):151–163.
- <sup>2072</sup> BEER, C., REICHSTEIN, M., TOMELELLI, E., CIAIS, P., JUNG, M., CARVALHAIS, N.,  
<sup>2073</sup> RÖDENBECK, C., ARAIN, M. A., BALDOCCHI, D., BONAN, G. B., BONDEAU, A.,  
<sup>2074</sup> CESCATTI, A., LASSLOP, G., LINDROTH, A., LOMAS, M., LUSSAERT, S., MARGO-  
<sup>2075</sup> LIS, H., OLESON, K. W., ROUPSARD, O., VEENENDAAL, E., VIOVY, N., WILLIAMS,  
<sup>2076</sup> C., WOODWARD, F. I. et PAPALE, D. (2010). Terrestrial Gross Carbon Dioxide Up-  
<sup>2077</sup> take : Global Distribution and Covariation with Climate. *Science*, 329(5993):834–838.
- <sup>2078</sup> BELLISARIO, L. M., BUBIER, J. L., MOORE, T. R. et CHANTON, J. P. (1999). Controls  
<sup>2079</sup> on CH<sub>4</sub> emissions from a northern peatland. *Global Biogeochemical Cycles*, 13(1):81–  
<sup>2080</sup> 91.

- 2081 BLODAU, C. (2002). Carbon cycling in peatlands. A review of processes and controls.  
2082     *Environmental Reviews*, 10(2):111–134.
- 2083 BLODAU, C., BASILIKO, N. et MOORE, T. R. (2004). Carbon turnover in peatland  
2084     mesocosms exposed to different water table levels. *Biogeochemistry*, 67(3):331–351.
- 2085 BOND-LAMBERTY, B. et THOMSON, A. (2010). Temperature-associated increases in  
2086     the global soil respiration record. *Nature*, 464(7288):579–582.
- 2087 BORTOLUZZI, E., EPRON, D., SIEGENTHALER, A., GILBERT, D. et BUTTLER, A.  
2088     (2006). Carbon balance of a European mountain bog at contrasting stages of re-  
2089     generation. *New Phytol.*, 172(4):708–718.
- 2090 BUBIER, J., COSTELLO, A., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et SAVAGE, K. (1993).  
2091     Microtopography and methane flux in boreal peatlands, northern Ontario, Canada.  
2092     *Canadian Journal of Botany*, 71(8):1056–1063.
- 2093 BUBIER, J. L., BHATIA, G., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et LAFLEUR, P. M. (2003).  
2094     Spatial and Temporal Variability in Growing-Season Net Ecosystem Carbon Dioxide  
2095     Exchange at a Large Peatland in Ontario, Canada. *Ecosystems*, 6:353–367.
- 2096 BUBIER, J. L., CRILL, P. M., MOORE, T. R., SAVAGE, K. et VARNER, R. K. (1998).  
2097     Seasonal patterns and controls on net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange in a boreal peatland  
2098     complex. *Global Biogeochemical Cycles*, 12(4):703–714.
- 2099 BUBIER, J. L., MOORE, T. R., BELLISARIO, L., COMER, N. T. et CRILL, P. M. (1995).  
2100     Ecological controls on methane emissions from a Northern Peatland Complex in the  
2101     zone of discontinuous permafrost, Manitoba, Canada. *Global Biogeochemical Cycles*,  
2102     9(4):455–470.
- 2103 BUCKLAND, P. C. (1993). Peatland archaeology : a conservation resource on the edge  
2104     of extinction. *Biodivers. Conserv.*, 2(5):513–527.
- 2105 CAI, T., FLANAGAN, L. B. et SYED, K. H. (2010). Warmer and drier conditions  
2106     stimulate respiration more than photosynthesis in a boreal peatland ecosystem :  
2107     Analysis of automatic chambers and eddy covariance measurements. *Plant Cell  
2108     Environ.*, 33(3):394–407.
- 2109 CHAPIN, F., WOODWELL, G., RANDERSON, J., LOVETT, G., RASTETTER, E., BAL-  
2110     DOCCHI, D., CLARK, D., HARMAN, M., SCHIMEL, D., VALENTINI, R., WIRTH, C.,  
2111     ABER, J., COLE, J., GIBLIN, A., GOULDEN, M., HARDEN, J., HEIMANN, M., HO-  
2112     WARTH, R., MATSON, P., MCGUIRE, A., MELILLO, J., MOONEY, H., NEFF, J.,  
2113     HOUGHTON, R., PACE, M., RYAN, M., RUNNING, S., SALA, O., SCHLESINGER, W.  
2114     et SCHULZE, E.-D. (2006). Reconciling carbon-cycle concepts, terminology, and me-  
2115     thodology. *Ecosystems*, 9:1041–1050.
- 2116 CHAPMAN, S., BUTTLER, A., FRANCEZ, A.-J., LAGGOUN-DÉFARGE, F., VASANDER,  
2117     H., SCHLOTER, M., COMBE, J., GROSVERNIER, P., HARMS, H., EPRON, D. et  
2118     OTHERS (2003). Exploitation of northern peatlands and biodiversity maintenance :  
2119     a conflict between economy and ecology. *Front. Ecol. Environ.*, 1(10):525–532.

- 2120 CHRISTENSEN, J. H., HEWITSON, B., BUSUIOC, A., CHEN, A., GAO, X., HELD, R.,  
 2121 JONES, R., KOLLI, R. K., KWON, W. K., LAPRISE, R. et OTHERS (2007). Regional  
 2122 climate projections. *Clim. Change 2007 Phys. Sci. Basis Contrib. Work. Group*  
 2123 *Fourth Assess. Rep. Intergov. Panel Clim. Change Univ. Press Camb. Chapter 11*,  
 2124 pages 847–940.
- 2125 CHRISTENSEN, J. H., KANIKICHLARLA, K. K., MARSHALL, G. et TURNER, J. (2013).  
 2126 Climate phenomena and their relevance for future regional climate change.
- 2127 CIAIS, P., SABINE, C., BALA, G., BOPP, L., BROVKIN, V., CANADELL, J., CHHABRA,  
 2128 A., DEFRIES, R., GALLOWAY, J., HEIMANN, M. et OTHERS (2014). Carbon and  
 2129 other biogeochemical cycles. In *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis.*  
 2130 *Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovern-*  
 2131 *mental Panel on Climate Change*, pages 465–570. Cambridge University Press.
- 2132 CLYMO, R. S., TURUNEN, J. et TOLONEN, K. (1998). Carbon accumulation in peat-  
 2133 land. *Oikos*, pages 368–388.
- 2134 COLES, J. R. et YAVITT, J. B. (2002). Control of methane metabolism in a forested  
 2135 northern wetland, New York State, by aeration, substrates, and peat size fractions.  
 2136 *Geomicrobiol. J.*, 19(3):293–315.
- 2137 COLMER, T. D. (2003). Long-distance transport of gases in plants : a perspective on  
 2138 internal aeration and radial oxygen loss from roots. *Plant Cell Environ.*, 26(1):17–36.
- 2139 CORNELISSEN, J. H., LANG, S. I., SOUDZILOVSKAIA, N. A. et DURING, H. J. (2007).  
 2140 Comparative cryptogam ecology : a review of bryophyte and lichen traits that drive  
 2141 biogeochemistry. *Ann. Bot.*, 99(5):987–1001.
- 2142 CROW, S. E. et WIEDER, R. K. (2005). Sources of CO<sub>2</sub> emission from a northern  
 2143 peatland : root respiration, exudation, and decomposition. *Ecology*, 86(7):1825–1834.
- 2144 CURIEL YUSTE, J., JANSSENS, I. A., CARRARA, A. et CEULEMANS, R. (2004). Annual  
 2145 Q<sub>10</sub> of soil respiration reflects plant phenological patterns as well as temperature  
 2146 sensitivity. *Global Change Biol.*, 10(2):161–169.
- 2147 DARENOVA, E., PAVELKA, M. et ACOSTA, M. (décembre 2014). Diurnal deviations  
 2148 in the relationship between CO<sub>2</sub> efflux and temperature : A case study. *CATENA*,  
 2149 123:263–269.
- 2150 DAVIDSON, E. A., JANSSENS, I. A. et LUO, Y. (2006). On the variability of respiration  
 2151 in terrestrial ecosystems : moving beyond Q<sub>10</sub>. *Global Change Biol.*, 12(2):154–164.
- 2152 DINSMORE, K. J., SKIBA, U. M., BILLETT, M. F. et REES, R. M. (2009). Effect  
 2153 of water table on greenhouse gas emissions from peatland mesocosms. *Plant Soil*,  
 2154 318(1-2):229–242.
- 2155 ESWARAN, H., VAN DEN BERG, E. et REICH, P. (1993). Organic carbon in soils of  
 2156 the world. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57(1):192–194.
- 2157 FANG, C. et MONCRIEFF, J. (2001). The dependence of soil CO<sub>2</sub> efflux on temperature.  
 2158 *Soil Biol. Biochem.*, 33(2):155–165.

- 2159 FAROUKI, O. (1981). *Thermal properties of soils*. Series on rock and soil mechanics.  
2160 Trans Tech Pub., Rockport, MA.
- 2161 FARQUHAR, G. D., von CAEMMERER, S. et BERRY, J. A. (1980). A biochemical model  
2162 of photosynthetic CO<sub>2</sub> assimilation in leaves of C<sub>3</sub> species. *Planta*, 149(1):78–90.
- 2163 FRANCEZ, A.-J. (2000). La dynamique du carbone dans les tourbières à Sphagnum,  
2164 de la sphaine à l'effet de serre. *L'Année Biologique*, 39:205–270.
- 2165 FROLKING, S., TALBOT, J., JONES, M. C., TREAT, C. C., KAUFFMAN, J. B., TUIT-  
2166 TILA, E.-S. et ROULET, N. (2011). Peatlands in the Earth's 21st century climate  
2167 system. *Environ. Rev.*, 19(NA):371–396.
- 2168 GIRARD, M. C., WALTER, C., REMY, J. C., BERTHELIN, J. et MOREL, J. L. (2011).  
2169 *Sols et Environnement*, (2e édn), volume 28 de *Sciences Sup*. Editions Dunod : Paris,  
2170 Vottem, Belgique, 2nd édition édition.
- 2171 GOGO, S., GUIMBAUD, C., LAGGOUN-DÉFARGE, F., CATOIRE, V. et ROBERT, C.  
2172 (2011). In situ quantification of CH<sub>4</sub> bubbling events from a peat soil using a new  
2173 infrared laser spectrometer. *Journal of Soils and Sediments*, 11:545–551.
- 2174 GORHAM, E. (1991). Northern Peatlands : Role in the Carbon Cycle and Probable  
2175 Responses to Climatic Warming. *Ecol. Appl.*, 1(2):182–195.
- 2176 GÖRRES, C. M., KUTZBACH, L. et ELSGAARD, L. (2014). Comparative modeling of  
2177 annual CO<sub>2</sub> flux of temperate peat soils under permanent grassland management.  
2178 *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 186:64–76.
- 2179 GRAF, A., WEIHERMÜLLER, L., HUISMAN, J. A., HERBST, M., BAUER, J. et VEREE-  
2180 CKEN, H. (2008). Measurement depth effects on the apparent temperature sensitivity  
2181 of soil respiration in field studies. *Biogeosciences*, 5(3):1867–1898.
- 2182 GUIMBAUD, C., CATOIRE, V., GOGO, S., ROBERT, C., CHARTIER, M., LAGGOUN-  
2183 DÉFARGE, F., GROSSEL, A., ALBÉRIC, P., POMATHIOD, L., NICOUILLAUD, B. et  
2184 RICHARD, G. (2011). A portable infrared laser spectrometer for flux measurements  
2185 of trace gases at the geosphere-atmosphere interface. *Measurement Science & Tech-*  
2186 *nology*, 22(7):1–17.
- 2187 GUNNARSSON, U. (2005). Global patterns of Sphagnum productivity. *Journal of*  
2188 *Bryology*, 27(3):269–279.
- 2189 GÜNTHER, A., HUTH, V., JURASINSKI, G. et GLATZEL, S. (2014). The effect of bio-  
2190 mass harvesting on greenhouse gas emissions from a rewetted temperate fen. *GCB*  
2191 *Bioenergy*, pages n/a–n/a.
- 2192 HARRIS, D. C. (2010). Charles David Keeling and the Story of Atmospheric CO<sub>2</sub>  
2193 Measurements†. *Anal. Chem.*, 82(19):7865–7870.
- 2194 HILLEL, D. (2003). Soil temperature and heat flow. In *Introduction to Environmental*  
2195 *Soil Physics*. Academic Press. {DOI :10.1016/B978-012348655-4/50013-7}.
- 2196 HOBBIE, S. E. (1996). Temperature and plant species control over litter decomposition  
2197 in Alaskan tundra. *Ecol. Monogr.*, 66(4):503–522.

- 2198 ISE, T., DUNN, A. L., WOFSY, S. C. et MOORCROFT, P. R. (2008). High sensitivity of  
2199 peat decomposition to climate change through water-table feedback. *Nat. Geosci.*,  
2200 1(11):763–766.
- 2201 JACOBS, C. M. J., JACOBS, A. F. G., BOSVELD, F. C., HENDRIKS, D. M. D., HENSEN,  
2202 A., KROON, P. S., MOORS, E. J., NOL, L., SCHRIER-UIJL, A. et VEENENDAAL, E. M.  
2203 (2007). Variability of annual CO<sub>2</sub> exchange from Dutch grasslands. *Biogeosciences*,  
2204 4(5):803–816.
- 2205 JOABSSON, A., CHRISTENSEN, T. R. et WALLÉN, B. (1999). Vascular plant controls  
2206 on methane emissions from northern peatforming wetlands. *Trends in Ecology &  
2207 Evolution*, 14(10):385–388.
- 2208 JONES, M. C. et YU, Z. (2010). Rapid deglacial and early Holocene expansion of  
2209 peatlands in Alaska. *PNAS*, 107(16):7347–7352.
- 2210 JOOS, F., ROTH, R., FUGLESTVEDT, J. S., PETERS, G. P., ENTING, I. G., VON BLOH,  
2211 BROVKIN, V., BURKE, E. J., EBY, M., EDWARDS, N. R., FRIEDRICH, T., FRÖ-  
2212 LICHER, T. L., HALLORAN, P. R., HOLDEN, P. B., JONES, C., KLEINEN, T., MAC-  
2213 KENZIE, F. T., MATSUMOTO, K., MEINSHAUSEN, M., PLATTNER, G.-K., REISINGER,  
2214 A., SEGGSCHNEIDER, J., SHAFFER, G., STEINACHER, M., STRASSMANN, K.,  
2215 TANAKA, K., TIMMERMANN, A. et WEAVER, A. J. (2013). Carbon dioxide and  
2216 climate impulse response functions for the computation of greenhouse gas metrics :  
2217 a multi-model analysis. *Atmos. Chem. Phys.*, 13(5):2793–2825.
- 2218 JOOSTEN, H. et CLARKE, D. (2002). *Wise use of mires and peatlands*. International  
2219 mire conservation group.
- 2220 JUNE, T., EVANS, J. R. et FARQUHAR, G. D. (2004). A simple new equation for the  
2221 reversible temperature dependence of photosynthetic electron transport : a study on  
2222 soybean leaf. *Funct. Plant Biol.*, 31(3):275–283. WOS :000220831200008.
- 2223 JUSZCZAK, R., ACOSTA, M. et OLEJNIK, J. (2012). Comparison of daytime and night-  
2224 time ecosystem respiration measured by the closed chamber technique on temperate  
2225 mire in Poland. *Pol. J. Environ. Stud.*, 21(3):643–658.
- 2226 KARKI, S., ELSGAARD, L., KANDEL, T. P. et LÆRKE, P. E. (2015). Full GHG balance  
2227 of a drained fen peatland cropped to spring barley and reed canary grass using  
2228 comparative assessment of CO<sub>2</sub> fluxes. *Environ Monit Assess*, 187(3):1–13.
- 2229 KAUFMAN, D. S., AGER, T. A., ANDERSON, N. J., ANDERSON, P. M., ANDREWS,  
2230 J. T., BARTLEIN, P. J., BRUBAKER, L. B., COATS, L. L., CWYNAR, L. C., DUVALL,  
2231 M. L., DYKE, A. S., EDWARDS, M. E., EISNER, W. R., GAJEWSKI, K., GEIRSDÓT-  
2232 TIR, A., HU, F. S., JENNINGS, A. E., KAPLAN, M. R., KERWIN, M. W., LOZHINKIN,  
2233 A. V., MACDONALD, G. M., MILLER, G. H., MOCK, C. J., OSWALD, W. W., OTTO-  
2234 BLIESNER, B. L., PORINCHU, D. F., RÜHLAND, K., SMOL, J. P., STEIG, E. J. et  
2235 WOLFE, B. B. (2004). Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180°W).  
2236 *Quaternary Science Reviews*, 23(5–6):529–560.
- 2237 KENNEDY, G. W. et PRICE, J. S. (février 1, 2005). A conceptual model of volume-  
2238 change controls on the hydrology of cutover peats. *J. Hydrol.*, 302(1–4):13–27.

- 2239 KETCHESON, S. J. et PRICE, J. S. (2014). Characterization of the fluxes and stores of  
2240 water within newly formed Sphagnum moss cushions and their environment. *Ecohydrology*, 7(2):771–782.
- 2242 KETTUNEN, A., KAITALA, V., ALM, J., SILVOLA, J., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN,  
2243 P. J. (1996). Cross-correlation analysis of the dynamics of methane emissions from  
2244 a boreal peatland. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 10(3):457–471.
- 2245 KIM, J. et VERMA, S. B. (1992). Soil surface CO<sub>2</sub> flux in a Minnesota peatland.  
2246 *Biogeochemistry*, 18(1):37–51.
- 2247 LAI, D. (2009). Methane Dynamics in Northern Peatlands : A Review. *Pedosphere*,  
2248 19(4):409–421.
- 2249 LAIHO, R. (août 2006). Decomposition in peatlands : Reconciling seemingly contrasting  
2250 results on the impacts of lowered water levels. *Soil Biology and Biochemistry*, 38(8):  
2251 2011–2024.
- 2252 LANDVA, A. O., KORPIJAAKKO, E. O. et PHEENEY, P. E. (1983). Geotechnical clas-  
2253 sification of peats and organic soils. In *Testing of peats and organic soils*, volume  
2254 820, pages 37–51.
- 2255 LAPPALAINEN, E. (1996). *Global peat resources*, volume 4. International Peat Society  
2256 Jyskä.
- 2257 LELIEVELD, J. O. S., CRUTZEN, P. J. et DENTENER, F. J. (1998). Changing concentra-  
2258 tion, lifetime and climate forcing of atmospheric methane. *Tellus B*, 50(2):128–150.
- 2259 LIMPENS, J. et BERENDSE, F. (2003). How litter quality affects mass loss and N loss  
2260 from decomposing Sphagnum. *Oikos*, 103(3):537–547.
- 2261 LIMPENS, J., BERENDSE, F., BLODAU, C., CANADELL, J. G., FREEMAN, C., HOLDEN,  
2262 J., ROULET, N., RYDIN, H. et SCHAEPMAN-STRUB, G. (2008). Peatlands and the  
2263 carbon cycle : from local processes to global implications – a synthesis. *Biogeosciences*,  
2264 5(2):1475–1491.
- 2265 LIU, W., FOX, J. E. et XU, Z. (2000). Leaf litter decomposition of canopy trees, bamboo  
2266 and moss in a montane moist evergreen broad-leaved forest on Ailao Mountain,  
2267 Yunnan, south-west China. *Ecol. Res.*, 15(4):435–447.
- 2268 LIVINGSTON, G. P. et HUTCHINSON, G. L. (1995). Enclosure-based measurement of  
2269 trace gas exchange : applications and sources of error. *Biog. Trace Gases Meas.*  
2270 *Emiss. Soil Water*, pages 14–51.
- 2271 LOHILA, A., AURELA, M., REGINA, K. et LAURILA, T. (2003). Soil and total ecosystem  
2272 respiration in agricultural fields : effect of soil and crop type. *Plant Soil*, 251(2):303–  
2273 317.
- 2274 LONG, K. D., FLANAGAN, L. B. et CAI, T. (2010). Diurnal and seasonal variation in  
2275 methane emissions in a northern Canadian peatland measured by eddy covariance.  
2276 *Global Change Biology*, 16(9):2420–2435.

- 2277 LONG, S. P. et HÄLLGREN, J.-E. (1993). Measurement of CO<sub>2</sub> assimilation by plants  
2278 in the field and the laboratory. In HALL, D. O., SCURLOCK, J. M. O., Bolhàr  
2279 NORDENKAMPF, H. R., LEEGOOD, R. C. et LONG, S. P., éditeurs : *Photosynthesis*  
2280 and *Production in a Changing Environment*, pages 129–167. Springer Netherlands.
- 2281 LUND, M., CHRISTENSEN, T. R., LINDROTH, A. et SCHUBERT, P. (2012). Effects  
2282 of drought conditions on the carbon dioxide dynamics in a temperate peatland.  
2283 *Environ. Res. Lett.*, 7(4):045704.
- 2284 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006a). Chapter 1 - Introduction and overview. In LUO, Y. et  
2285 ZHOU, X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 3 – 15. Academic  
2286 Press, Burlington.
- 2287 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006b). Chapter 5 - Controlling factors. In LUO, Y. et ZHOU,  
2288 X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 79 – 105. Academic Press,  
2289 Burlington.
- 2290 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006c). Chapter 8 - Methods of measurements and estimations.  
2291 In LUO, Y. et ZHOU, X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 161  
2292 – 185. Academic Press, Burlington.
- 2293 MACDONALD, G. M., BEILMAN, D. W., KREMENETSKI, K. V., SHENG, Y., SMITH,  
2294 L. C. et VELICHKO, A. A. (2006). Rapid early development of circumarctic peatlands  
2295 and atmospheric CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> variations. *Science*, 314(5797):285–288.
- 2296 MAHECHA, M. D., REICHSTEIN, M., CARVALHAIS, N., LASSLOP, G., LANGE, H., SE-  
2297 NEVIRATNE, S. I., VARGAS, R., AMMANN, C., ARAIN, M. A., CESCATTI, A., JANS-  
2298 SENNS, I. A., MIGLIAVACCA, M., MONTAGNANI, L. et RICHARDSON, A. D. (2010).  
2299 Global Convergence in the Temperature Sensitivity of Respiration at Ecosystem Le-  
2300 vel. *Science*, 329(5993):838–840.
- 2301 MALMER, N., SVENSSON, B. M. et WALLÉN, B. (1994). Interactions between Sphagnum  
2302 mosses and field layer vascular plants in the development of peat-forming systems.  
2303 *Folia geobot. phytotax.*, 29(4):483–496.
- 2304 MANNEVILLE, O. (1999). *Le monde des tourbières et des marais : France, Suisse,*  
2305 *Belgique et Luxembourg*. Delachaux & Niestle.
- 2306 MOORE, T. R., BUBIER, J. L., FROLKING, S. E., LAFLEUR, P. M. et ROULET, N. T.  
2307 (2002). Plant biomass and production and CO<sub>2</sub> exchange in an ombrotrophic bog.  
2308 *Journal of Ecology*, 90(1):25–36.
- 2309 MUNIR, T. M., PERKINS, M., KAING, E. et STRACK, M. (février 20, 2015). Carbon  
2310 dioxide flux and net primary production of a boreal treed bog : Responses to warming  
2311 and water-table-lowering simulations of climate change. *Biogeosciences*, 12(4):1091–  
2312 1111.
- 2313 NATIONAL WETLANDS WORKING GROUP (1997). *The Canadian wetland classifica-*  
2314 *tion system*. University of Waterloo, Waterloo, Ontario, 2nd edition édition.
- 2315 ORLOWSKY, B. et SENEVIRATNE, S. I. (2012). Global changes in extreme events :  
2316 regional and seasonal dimension. *Clim. Change*, 110(3-4):669–696.

- 2317 PARKIN, T. B. et KASPAR, T. C. (2003). Temperature Controls on Diurnal Carbon  
2318 Dioxide Flux. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67(6):1763–1772.
- 2319 PAVELKA, M., ACOSTA, M., MAREK, M. V., KUTSCH, W. et JANOUS, D. (2007).  
2320 Dependence of the Q<sub>10</sub> values on the depth of the soil temperature measuring point.  
2321 *Plant Soil*, 292(1-2):171–179.
- 2322 PEICHL, M., ÖQUIST, M., LÖFVENIUS, M. O., ILSTEDT, U., SAGERFORS, J., GRELLE,  
2323 A., LINDROTH, A. et NILSSON, M. B. (2014). A 12-year record reveals pre-growing  
2324 season temperature and water table level threshold effects on the net carbon dioxide  
2325 exchange in a boreal fen. *Environ. Res. Lett.*, 9(5):055006.
- 2326 PELLETIER, L., MOORE, T. R., ROULET, N. T., GARNEAU, M. et BEAULIEU-AUDY,  
2327 V. (2007). Methane fluxes from three peatlands in the La Grande Riviere watershed,  
2328 James Bay lowland, Canada. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).
- 2329 PHILLIPS, C. L., NICKERSON, N., RISK, D. et BOND, B. J. (2011). Interpreting diel  
2330 hysteresis between soil respiration and temperature. *Global Change Biol.*, 17(1):515–  
2331 527.
- 2332 POST, W. M., EMANUEL, W. R., ZINKE, P. J. et STANGENBERGER, A. G. (1982). Soil  
2333 carbon pools and world life zones. *Nature*, 298:156–159.
- 2334 PRATHER, M. J., HOLMES, C. D. et HSU, J. (2012). Reactive greenhouse gas scenarios : Systematic exploration of uncertainties and the role of atmospheric chemistry.  
2335 *Geophys. Res. Lett.*, 39(9):L09803.
- 2337 PRENTICE, I. C., FARQUHAR, G. D., FASHAM, M. J. R., GOULDEN, M. L., HEIMANN,  
2338 M., JARAMILLO, V. J., KHESHGI, H. S., LEQUÉRÉ, C., SCHOLES, R. J. et WALLACE,  
2339 D. W. R. (2001). The Carbon Cycle and Atmospheric Carbon Dioxide. In HOUGH-  
2340 TON, J. T., DING, Y., GRIGGS, D. J., NOGUER, M., VAN DER LINDEN, P. J., DAI,  
2341 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  
2343 Press, Cambridge, UK.
- 2345 PUMPANEN, J., KOLARI, P., ILVESNIEMI, H., MINKKINEN, K., VESALA, T., NIINISTÖ,  
2346 S., LOHLA, A., LARMOLA, T., MORERO, M., PIHLATIE, M., JANSSENS, I., YUSTE,  
2347 J. C., GRÜNZWEIG, J. M., RETH, S., SUBKE, J.-A., SAVAGE, K., KUTSCH, W., ØSTRENG,  
2348 G., ZIEGLER, W., ANTHONI, P., LINDROTH, A. et HARI, P. (2004). Comparison of different chamber techniques for measuring soil CO<sub>2</sub> efflux. *Agric. For. Meteorol.*, 123(3–4):159–176.
- 2351 RAICH, J. W. et SCHLESINGER, W. H. (1992). The global carbon dioxide flux in soil  
2352 respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus B*, 44(2):81–99.
- 2353 RAMEAU, J.-C., MANSION, D. et DUMÉ, G. (2008). *Flore forestière française : Plaines  
et collines. Forêt privée française*.
- 2355 RAMSAR, C. (1987). *Convention relative aux zones humides d'importance internationale particulièrement comme habitats des oiseaux d'eau, (Ramsar, Iran, 1971) telle qu'amendée en 1982 et 1987*.

- 2358 ROBERT, C. (2007). Simple, stable, and compact multiple-reflection optical cell for  
2359 very long optical paths. *Appl. Opt.*, 46(22):5408.
- 2360 ROBERT, M. et SAUGIER, B. (2003). Contribution des écosystèmes continentaux à la  
2361 séquestration du carbone. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(6–7):577–595.
- 2362 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013a). Peatland habitats. In *The biology of Peatlands*,  
2363 pages 85–107. Oxford University Press.
- 2364 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013b). Productivity and peat accumulation. In *The biology*  
2365 *of Peatlands*, pages 254–273. Oxford University Press.
- 2366 SEGERS, R. (1998). Methane production and methane consumption : a review of  
2367 processes underlying wetland methane fluxes. *Biogeochemistry*, 41(1):23–51.
- 2368 SIEGENTHALER, U. et OESCHGER, H. (février 4, 1987). Biospheric CO<sub>2</sub> emissions  
2369 during the past 200 years reconstructed by deconvolution of ice core data. *Tellus B*,  
2370 39B(1-2):140–154.
- 2371 SILVOLA, J., ALM, J., AHLHOLM, U., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1996).  
2372 The contribution of plant roots to CO<sub>2</sub> fluxes from organic soils. *Biol Fertil Soils*,  
2373 23(2):126–131.
- 2374 SINGH, J. S. et GUPTA, S. R. (1977). Plant decomposition and soil respiration in  
2375 terrestrial ecosystems. *Bot. Rev.*, 43(4):449–528.
- 2376 SMITH, L. C., MACDONALD, G. M., VELICHKO, A. A., BEILMAN, D. W., BORISOVA,  
2377 O. K., FREY, K. E., KREMENETSKI, K. V. et SHENG, Y. (2004). Siberian Peatlands  
2378 a Net Carbon Sink and Global Methane Source Since the Early Holocene. *Science*,  
2379 303(5656):353–356.
- 2380 SONNENTAG, O., VAN DER KAMP, G., BARR, A. G. et CHEN, J. M. (2010). On the  
2381 relationship between water table depth and water vapor and carbon dioxide fluxes  
2382 in a minerotrophic fen. *Glob. Change Biol.*, 16(6):1762–1776.
- 2383 STRACK, M. (2008). *Peatlands and climate change*. IPS, International Peat Society,  
2384 Jyväskylä, Finland.
- 2385 STRACK, M., WALLER, M. F. et WADDINGTON, J. M. (2006). Sedge succession and  
2386 peatland methane dynamics : A potential feedback to climate change. *Ecosystems*,  
2387 9(2):278–287.
- 2388 STRACK, M. et ZUBACK, Y. C. A. (2013). Annual carbon balance of a peatland 10 yr  
2389 following restoration. *Biogeosciences*, 10(5):2885–2896.
- 2390 SVENSSON, B. M. (1995). Competition between Sphagnum fuscum and Drosera rotund-  
2391 difolia : A Case of Ecosystem Engineering. *Oikos*, 74(2):205–212.
- 2392 TREAT, C. C., BUBIER, J. L., VARNER, R. K. et CRILL, P. M. (2007). Timescale  
2393 dependence of environmental and plant-mediated controls on CH<sub>4</sub> flux in a temperate  
2394 fen. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).

- 2395 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2012). Methane fluxes from a  
2396 patterned fen of the northeastern part of the La Grande river watershed, James Bay,  
2397 Canada. *Biogeochemistry*, 113(1-3):409–422.
- 2398 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2014). Interannual variability in  
2399 the CO<sub>2</sub> balance of a boreal patterned fen, James Bay, Canada. *Biogeochemistry*,  
2400 118(1-3):371–387.
- 2401 TURETSKY, M. R., TREAT, C. C., WALDROP, M. P., WADDINGTON, J. M., HAR-  
2402 DEN, J. W. et MC GUIRE, A. D. (2008). Short-term response of methane fluxes and  
2403 methanogen activity to water table and soil warming manipulations in an Alaskan  
2404 peatland. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 113(G3).
- 2405 TURUNEN, J., TOMPOPO, E., TOLONEN, K. et REINIKAINEN, A. (2002). Estimating  
2406 carbon accumulation rates of undrained mires in Finland—application to boreal and  
2407 subarctic regions. *The Holocene*, 12(1):69–80.
- 2408 UPDEGRAFF, K., BRIDGHAM, S. D., PASTOR, J., WEISHAMPEL, P. et HARTH, C.  
2409 (2001). Response of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> emissions from peatlands to warming and water  
2410 table manipulation. *Ecol. Appl.*, 11(2):311–326.
- 2411 VARGAS, R., BALDOCCHI, D. D., ALLEN, M. F., BAHN, M., BLACK, T. A., COLLINS,  
2412 S. L., YUSTE, J. C., HIRANO, T., JASSAL, R. S., PUMPANEN, J. et TANG, J. (2010).  
2413 Looking deeper into the soil : biophysical controls and seasonal lags of soil CO<sub>2</sub>  
2414 production and efflux. *Ecol. Appl.*, 20(6):1569–1582.
- 2415 VARGAS, R., CARBONE, M. S., REICHSTEIN, M. et BALDOCCHI, D. D. (2011). Fron-  
2416 tiers and challenges in soil respiration research : from measurements to model-data  
2417 integration. *Biogeochemistry*, 102(1-3):1–13.
- 2418 VIEL, E., BINET, S., GOGO, S. et LAGGOUN-DÉFARGE, F. (2015). Tree invasion  
2419 controls the drainage pattern in La Guette peatland (France) : impact on the water  
2420 storage capacity of the peat. *Journal of Hydrology (submitted)*.
- 2421 WADDINGTON, J. M. et ROULET, N. T. (2000). Carbon balance of a boreal patterned  
2422 peatland. *Global Change Biology*, 6(1):87–97.
- 2423 WARD, S. E., OSTLE, N. J., OAKLEY, S., QUIRK, H., HENRYS, P. A. et BARDGETT,  
2424 R. D. (2013). Warming effects on greenhouse gas fluxes in peatlands are modulated  
2425 by vegetation composition. *Ecol. Lett.*, 16(10):1285–1293.
- 2426 WEEDON, J. T., AERTS, R., KOWALCHUK, G. A., VAN LOGTESTIJN, R., ANDRINGA,  
2427 D. et VAN BODEGOM, P. M. (2013). Temperature sensitivity of peatland C and N  
2428 cycling : Does substrate supply play a role? *Soil Biology and Biochemistry*, 61:109–  
2429 120.
- 2430 WELTZIN, J. F., PASTOR, J., HARTH, C., BRIDGHAM, S. D., UPDEGRAFF, K. et CHA-  
2431 PIN, C. T. (2000). Response of bog and fen plant communities to warming and  
2432 water-table manipulations. *Ecology*, 81(12):3464–3478.
- 2433 WHALEN, S. (2005). Biogeochemistry of Methane Exchange between Natural Wetlands  
2434 and the Atmosphere. *Environmental Engineering Science*, 22(1):73–94.

- 2435 WORRALL, F., BURT, T., ROWSON, J., WARBURTON, J. et ADAMSON, J. (2009).  
2436 The multi-annual carbon budget of a peat-covered catchment. *Science of The Total*  
2437 *Environment*, 407(13):4084–4094.
- 2438 WUEBBLES, D. J. et HAYHOE, K. (2002). Atmospheric methane and global change.  
2439 *Earth-Sci. Rev.*, 57(3):177–210.
- 2440 WULLSCHLEGER, S. D. (1993). Biochemical limitations to carbon assimilation in C3  
2441 plants—a retrospective analysis of the A/Ci curves from 109 species. *J. Exp. Bot.*,  
2442 44(5):907–920.
- 2443 YU, Z., BEILMAN, D. W. et JONES, M. C. (2009). Sensitivity of northern peatland car-  
2444 bon dynamics to Holocene climate change. In *Carbon cycling in northern peatlands*,  
2445 volume 184, pages 55–69. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Se-  
2446 ries Washington, DC.
- 2447 YU, Z., LOISEL, J., BROSSEAU, D. P., BEILMAN, D. W. et HUNT, S. J. (2010). Global  
2448 peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophys. Res. Lett.*, 37(13).
- 2449 ZHU, X., SONG, C., SWARZENSKI, C. M., GUO, Y., ZHANG, X. et WANG, J. (février  
2450 2015). Ecosystem-atmosphere exchange of CO<sub>2</sub> in a temperate herbaceous peatland  
2451 in the Sanjiang plain of northeast China. *Ecol. Eng.*, 75:16–23.

# Index

## A

2452 atterrissage ..... 11

## C

2455 carbone

2456 stock ..... 12

2457 changements globaux ..... 2, 14

## E

2459 échange net de l'écosystème

2460 contrôle ..... 21

## P

2462 paludification ..... 11

2463 photosynthèse ..... 17

2464 production primaire brute

2465 contrôle ..... 21

## R

2467 respiration ..... 18

2468 de l'écosystème ..... 18

2469 contrôle ..... 20

2470 du sol ..... 18

## S

2472 services écologiques ..... 3

## T

2474 tourbières ..... 8–16

2475 distribution ..... 11

2476 formation ..... 11

2477 surface ..... 10

2478 utilisation ..... 14

2479 tourbification ..... 10

## Z

2480 zone humide ..... 8

<sup>2482</sup> Annexes

<sup>2483</sup> A Photos supplémentaires



(a) droséra

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

<sup>2484</sup> B protocole végétation

<sup>2485</sup> Le suivi non-destructif d'une végétation n'est pas triviale et nécessite la mise en  
<sup>2486</sup> place de protocoles particuliers en fonction du type de végétation. L'objectif est de  
<sup>2487</sup> pouvoir estimer une biomasse produite en impactant au minimum la végétation en  
<sup>2488</sup> place. Pour l'ensemble des espèces végétales présentes dans les embases servant à la  
<sup>2489</sup> mesure des flux un recouvrement à été estimé, à l'œil.

<sup>2490</sup> **La strate arbustive**

<sup>2491</sup> Pour la strate arbustive des mesures de hauteur moyenne ont été effectuées, en  
<sup>2492</sup> mesurant depuis le niveau du sol, ou le toit des sphaignes, si elles étaient présentes,  
<sup>2493</sup> jusqu'au sommet de l'individu.

<sup>2494</sup> **La strate herbacée**

<sup>2495</sup> Pour la strate herbacée, en 2013, 5 individus des deux espèces majoritaires (*Eriophorum vaginatum* ? *augustifolium* ?, *Molinia Caerulea*) ont été marqués afin de pourvoir  
<sup>2496</sup> les mesurer plusieurs fois au cours de la saison. Cependant les difficultés à retrouver  
<sup>2497</sup> les individus marqués couplés à la mort d'un nombre important d'entre eux n'ont pas  
<sup>2498</sup> permis d'acquérir de résultats significatifs. En conséquence en 2014 ces deux espèces  
<sup>2499</sup> ont fait l'objet de comptage exhaustif et de mesure de hauteur moyenne.

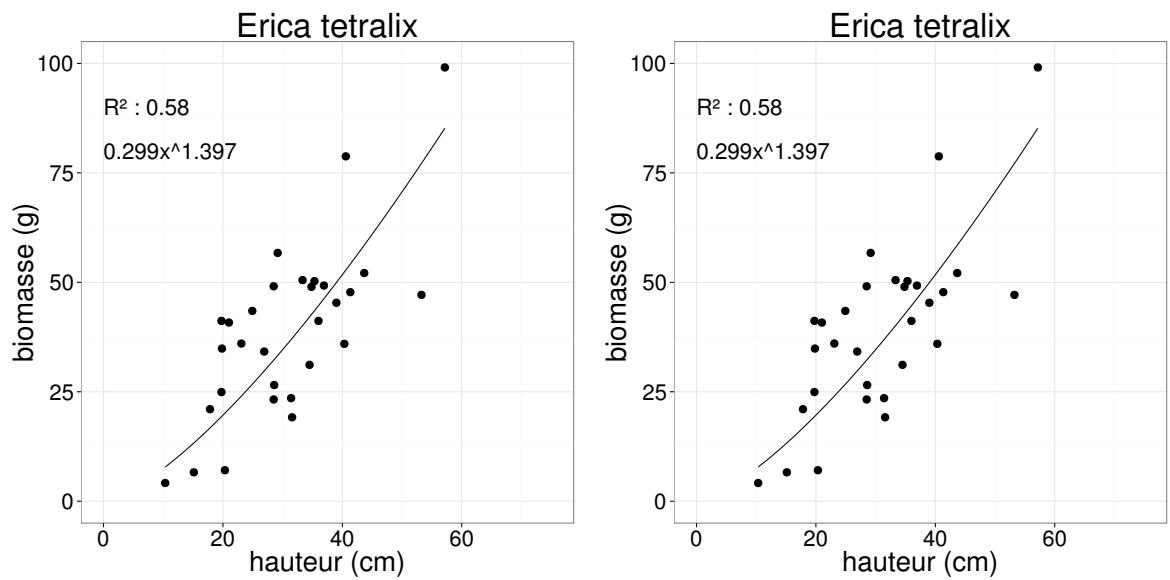


FIGURE 8 – Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur

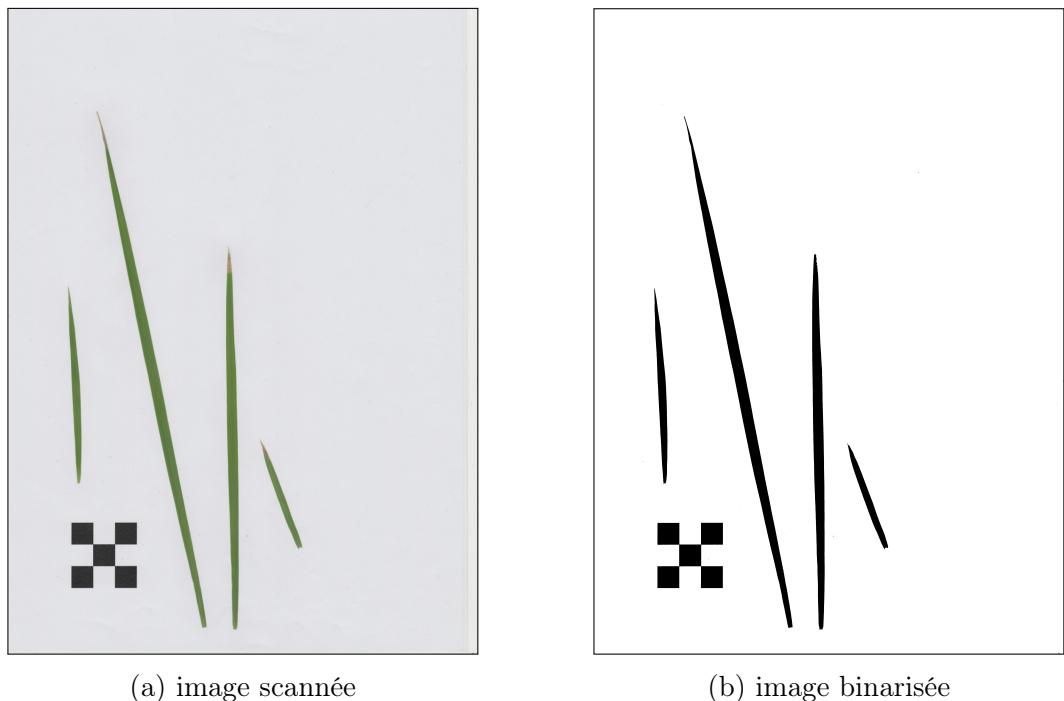


FIGURE 9 – Scanne des feuilles

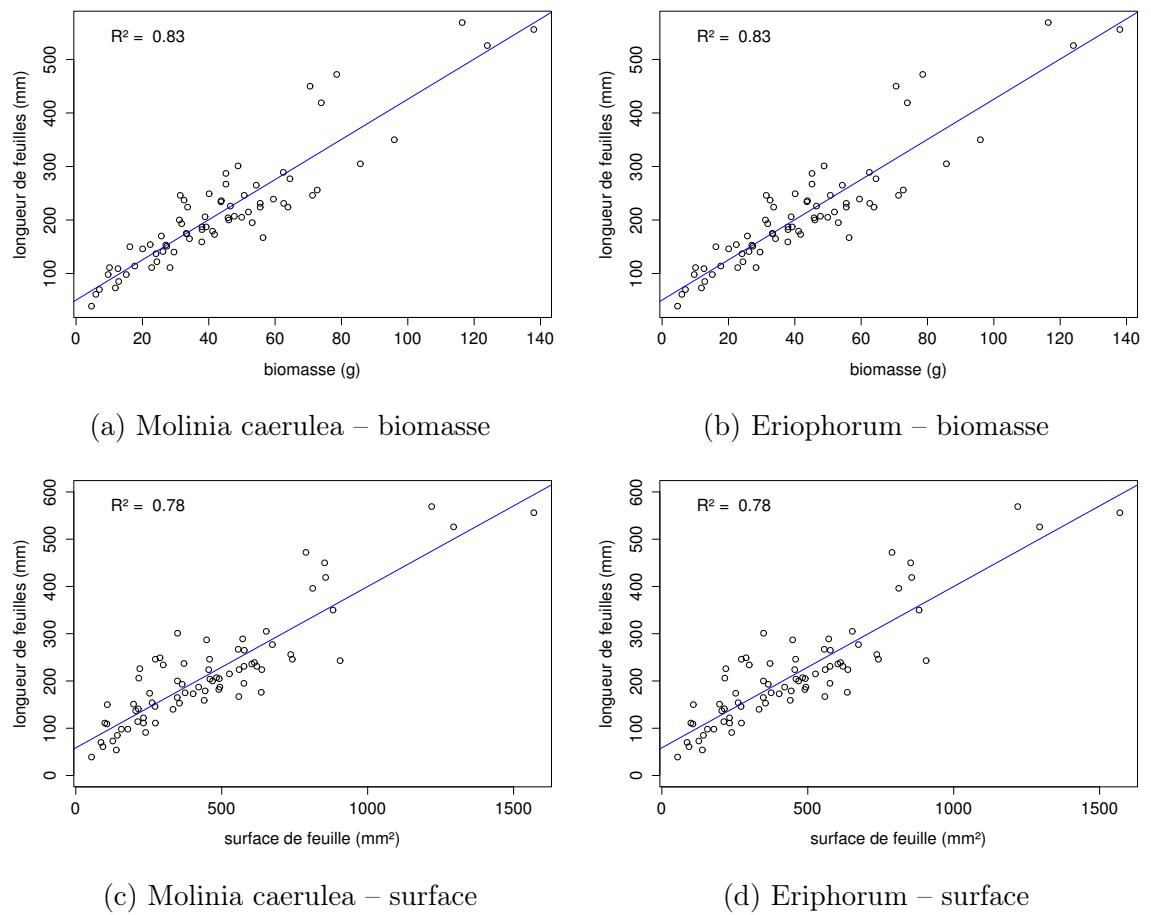


FIGURE 10 – Calibration de la biomasse herbacées pour *Molinia Caerulea* (a), pour *Eriophorum* (b) et de la surface de feuille pour *Molinia Caerulea* (c), pour *Eriophorum* (d) en fonction de la hauteur

<sub>2501</sub> C CARBIODIV

<sub>2502</sub> D package m70r

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

Résumé : (1700 caractères max.)

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

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

Mots clés : mot 1, mot 2, ...

**[Titre de la thèse (en anglais)]**

Résumé : (1700 caractères max.)

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

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

Mots clés : mot 1, mot 2, ...