

# **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 . . . . .	12
1.1.3 Les tourbières et les changements globaux . . . . .	14
1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants . . . . .	16
1.2.1 GES et Tourbières . . . . .	16
1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières . . . . .	19
1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux . . . . .	22
1.2.4 Bilans de carbone . . . . .	27
<b>2 Sites d'études et méthodologies employées</b>	31
2.1 Présentation de la tourbière de La Guette . . . . .	32
2.2 Autres sites du service national d'observation . . . . .	37
2.3 Mesures de flux . . . . .	38
2.3.1 Présentation des méthodologies possibles . . . . .	38
2.3.2 Les mesures de CO <sub>2</sub> . . . . .	39
2.3.3 Les mesures de CH <sub>4</sub> . . . . .	42
2.3.4 Le calcul des flux . . . . .	43
2.4 Facteurs contrôlants . . . . .	43
2.4.1 acquisitions automatisées . . . . .	43
<b>3 Bilan de C de la tourbière de La Guette</b>	45
3.1 Introduction . . . . .	46
3.2 Procédure expérimentale et analytique . . . . .	47
3.2.1 Méthodes de mesures . . . . .	47
3.2.2 Modélisation du bilan de C . . . . .	49
3.3 Résultats . . . . .	54
3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tourbière de La Guette . . . . .	54
3.3.2 Sélection des modèles . . . . .	59

3.3.3	Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle de l'écosystème . . . . .	67
3.3.4	Variabilité spatiale du bilan . . . . .	74
3.4	Discussion . . . . .	76
3.4.1	Estimations des flux . . . . .	76
3.4.2	Estimations des bilans . . . . .	79
3.4.3	Sensibilité et limitations du bilan . . . . .	79
3.4.4	Représentativité locale du modèle . . . . .	80
3.4.5	Variation du bilan avec la végétation . . . . .	80
3.4.6	perspectives . . . . .	81
<b>4</b>	<b>Effets de l'hydrologie sur les flux de GES</b>	<b>83</b>
4.1	Introduction . . . . .	84
4.2	Procédure expérimentale . . . . .	85
4.2.1	Expérimentation A . . . . .	86
4.2.2	Expérimentation B . . . . .	86
4.2.3	traitement . . . . .	87
4.3	Résultats . . . . .	88
4.3.1	Expérimentation A . . . . .	88
4.3.2	Expérimentation B . . . . .	91
4.3.3	tendances générales . . . . .	94
4.4	Discussion . . . . .	94
4.4.1	Comparaison aux mesures <i>in-situ</i> . . . . .	94
4.4.2	Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz . . . . .	96
4.4.3	Effet cycles multiples . . . . .	97
<b>5</b>	<b>Variation journalière de la respiration de l'écosystème (article)</b>	<b>99</b>
5.1	Introduction . . . . .	101
5.1.1	Study sites . . . . .	103
5.1.2	Data acquisition . . . . .	103
5.1.3	Data synchronisation . . . . .	104
5.1.4	Sensitivity of ER to temperature . . . . .	104
5.1.5	Testing difference between daytime and nighttime ER sensitivity to temperature . . . . .	105
5.1.6	Physico-chemical characterisation of the peat . . . . .	105
5.2	Résultats . . . . .	106
5.2.1	Température de l'air et variabilité de RE . . . . .	106
5.2.2	Synchronisation RE et température du sol . . . . .	107
5.2.3	Équations utilisées . . . . .	108
5.2.4	Relation entre RE et la température . . . . .	109
5.2.5	Évolution du Q10 . . . . .	110
5.2.6	Différence entre mesures de jour et de nuit . . . . .	112
5.2.7	Caractérisation de la tourbe . . . . .	112
5.3	Discussion . . . . .	112
5.3.1	Différence de RE entre les différents sites . . . . .	112
5.3.2	Temps de latence entre température et RE . . . . .	116
5.3.3	La synchronisation entre RE et la température améliore la représentation de la sensibilité de RE à la température . . . . .	117

5.3.4	Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit . . . . .	118
5.3.5	La sensibilité du Q10 à la profondeur de la température et à la synchronisation . . . . .	118
5.4	Conclusions . . . . .	119
<b>Conclusions et perspectives</b>		<b>121</b>
5.5	Bilan du bilan (de C) ? . . . . .	122
5.6	Résilience de la tourbe par rapport aux 2 années sèches qui précèdent le BdC . . . . .	122
5.7	Ouverture vers d'autre méthodes de mesures . . . . .	122
<b>Références bibliographiques</b>		<b>132</b>
<b>Index</b>		<b>133</b>
<b>Annexes</b>		<b>135</b>
A	Photos supplémentaires . . . . .	136
B	protocole végétation . . . . .	136
C	CARBODIV . . . . .	139
D	package m70r . . . . .	139



# Liste des figures

1.1	Micro-topographie dans les tourbières. Modifié d'après Rydin et Jeglum (2013a) . . . . .	11
1.2	Global distribution of peatlands . . . . .	12
1.3	Nombre de tourbières nouvellement formées pendant l'holocène. Modifié d'après (MacDonald <i>et al.</i> , 2006) . . . . .	17
1.4	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). . . . .	18
1.5	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). . . . .	19
1.6	schéma des flux de carbone entre une tourbière et l'atmosphère . . . . .	20
1.7	Productivités moyennes des espèces de sphaignes 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) . . . . .	24
2.1	Site d'études SNO . . . . .	32
2.2	Carte de la tourbière de La Guette . . . . .	33
2.3	Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure. . . . .	35
2.4	Évolution du niveau de la pluviométrie, en mm, des années 2011 à 2014 . . . . .	36
2.5	Évolution du niveau de la nappe, en cm par rapport à la surface, des années 2011 à 2014 . . . . .	36
2.6	Évolution de la température de l'air (en °C) des années 2011 à 2014 . . . . .	37
2.7	Mesures de CO <sub>2</sub> . . . . .	40
2.8	SPIRIT . . . . .	41
3.1	Répartition des 20 placettes de mesures suivant un échantillonnage aléatoire stratifié. . . . .	47
3.2	Cas idéaux de distribution des résidus (source ?) . . . . .	52
3.3	Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinales, herbacées et arbustives) . . . . .	53

3.4	Évolution du niveau de la nappe moyen des 20 embases mesuré pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015) . . . . .	54
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 . . . . .	55
3.6	Évolution de la conductivité pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015) . . . . .	55
3.7	Évolution du pH pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015) . . . . .	56
3.8	Évolution de la concentration en carbone organique dissous dans l'eau du sol pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015) . . . . .	56
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. . . . .	57
3.10	Évolution des flux de méthane moyen (N ?) pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015) . . . . .	59
3.11	Relations entre les flux de gaz et une sélection de facteurs contrôlant . . . . .	60
3.12	PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.1 . . . . .	61
3.13	PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.3 . . . . .	63
3.14	RE modèles avec Tair . . . . .	65
3.15	RE modèles avec Tair . . . . .	66
3.16	CH <sub>4</sub> modèle H . . . . .	66
3.17	Flux de CO <sub>2</sub> interpolé à partir de PPB-1 et PPB-2 . . . . .	69
3.18	Flux de CO <sub>2</sub> interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3 . . . . .	70
3.19	Flux de CO <sub>2</sub> interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3 . . . . .	70
3.20	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres des modèles RE-1 et RE-3 . . . . .	73
3.21	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2 . . . . .	74
3.22	Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2 . . . . .	75
4.1	Prélèvement des mésocosmes . . . . .	87
4.2	Schéma d'un mésocosme . . . . .	88
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. . . . .	89
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. . . . .	92
4.5	Relations entre les flux de GES et le niveau de la nappe . . . . .	95
5.1	Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT). . . . .	107
5.2	Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT) . . . . .	108

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. . . . .	111
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). . . . .	113
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). . . . .	114
6	Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure. . . . .	136
7	Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur . . . . .	137
8	Scanne des feuilles . . . . .	137
9	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 . . . . .	138



# Liste des tableaux

1.1	Estimations des stocks de C pour différents environnements . . . . .	13
1.2	Surface de tourbe utilisée selon les usages considérés (tourbières non-tropicale). Modifié d'après Joosten et Clarke (2002). . . . .	15
1.3	Vitesse apparente d'accumulation du carbon à long terme en $\text{gC m}^{-2} \text{s}^{-1}$	28
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. . . . .	68
3.2	Bilan des flux en gCm2an1 . . . . .	71
3.3	Bilan des flux en gCm2an1 . . . . .	71
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. . . . .	72
3.5	Bilan des flux de CO <sub>2</sub> en gCm2an1, en utilisant PPB-2 et RE-3 . . . . .	75
4.1	Récapitulatif des mesures pour les deux expérimentations . . . . .	87
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). . . . .	109
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 $\text{g.cm}^{-3}$ . . . . .	115



# 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 . . . . .	12
<sup>90</sup>	1.1.3 Les tourbières et les changements globaux . . . . .	14
<sup>91</sup>	<b>1.2 Flux de gaz à effet de serre et facteurs contrôlants . . . . .</b>	<b>16</b>
<sup>92</sup>	1.2.1 GES et Tourbières . . . . .	16
<sup>93</sup>	1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières . . . . .	19
<sup>94</sup>	1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux . . . . .	22
<sup>95</sup>	1.2.4 Bilans de carbone . . . . .	27
<sup>96</sup>		
<sup>97</sup>		
<sup>98</sup>		

## 1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

<sup>99</sup> Dans ce chapitre, nous commenceront par donner une vue de ce que sont les tour-

<sup>100</sup> bières : Que sont-elles ? Depuis quand sont-elles étudiées ? Pourquoi les a-t-on étudiés ?

<sup>101</sup> Nous continuerons en entrant plus en détails sur leur fonctionnement vis à vis des flux

<sup>102</sup> de carbone. Enfin nous verrons quels sont les facteurs contrôlant majeurs de ces flux.

### <sup>103</sup> 1.1 Les tourbières et le cycle du carbone

#### <sup>104</sup> 1.1.1 Zones humides et tourbières : définitions et terminologies

##### <sup>105</sup> Définitions

<sup>106</sup> Les tourbières font partie d'un ensemble d'écosystèmes plus large que l'on appelle

<sup>107</sup> les zones humides. Ces zones humides ne sont ni des écosystèmes terrestres au sens

<sup>108</sup> strict, ni des écosystèmes aquatiques. Elles sont à la frontière entre les deux et sont

<sup>109</sup> caractérisées par un niveau de nappe élevé, proche de la surface du sol, voire au dessus.

<sup>110</sup> L'omniprésence de l'eau joue fortement sur l'aération du milieu et constraint, de façon

<sup>111</sup> plus ou moins importante, l'accès à l'oxygène. Elles ont été définie en 1971, lors de la

<sup>112</sup> convention dite de RAMSAR<sup>1</sup> de la façon suivante :

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)

<sup>114</sup> Les zones humides regroupent donc des écosystèmes très variés parmi lesquels les

<sup>115</sup> marais, les mangroves, les plaines d'inondations et les tourbières. Leurs particularités :

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

2. Marais tourbeux situé sur une hauteur

<sup>116</sup> niveau de nappe élevé et zone anaérobie importante, entraînent le développement d'une  
<sup>117</sup> végétation spécifique, qui s'est adaptée aux milieux fortement humides ou inondés.

<sup>118</sup> Les tourbières représentent 50 à 70 % des zones humides [Joosten et Clarke \(2002\)](#).

<sup>119</sup> Leur définition est variable selon les régions ((**Réf needed**), exple). Deux définitions  
<sup>120</sup> sont régulièrement utilisées :

TOURBIÈRE :

<sup>121</sup> Écosystèmes, avec ou sans végétation, possédant au moins 30 cm de tourbe  
naturellement accumulée.

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

<sup>122</sup> Cette première définition correspond au *peatland* anglo-saxon. L'épaisseur de tourbe  
<sup>123</sup> accolée à cette définition peut varier selon le pays, elle est par exemple établie à 40 cm  
<sup>124</sup> au Canada ([National Wetlands Working Group, 1997](#))

TOURBIÈRE ACTIVE :

<sup>125</sup> Écosystèmes dans lesquels un processus de tourbification est actif.

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

<sup>126</sup> Cette seconde définition correspond au *mire* anglo-saxon et peut être traduite en fran-  
<sup>127</sup> çais par le terme de tourbière active. Les concepts derrières ces deux définitions se  
<sup>128</sup> chevauchent mais ne sont pas complètement similaires : une tourbière drainée peut  
<sup>129</sup> avoir plus de 30 cm de tourbe et ne plus former de tourbe, ne plus être active. À l'in-  
<sup>130</sup> verse il peut exister des zones où l'épaisseur de tourbe est inférieure à 30 cm malgré  
<sup>131</sup> un processus de tourbification actif. Un même écosystème tourbeux pouvant d'ailleurs  
<sup>132</sup> avoir à la fois des zones correspondant à la première définition et d'autres à la seconde.  
<sup>133</sup> Les tourbières sont donc, selon la définition utilisée, des écosystèmes contenant ou des  
<sup>134</sup> écosystèmes formant de la tourbe. Mais qu'est ce que la tourbe ?

TOURBE :

<sup>135</sup> «Accumulation sédentaire de matériel composé d'au moins 30 % (matière  
sèche), de matières organiques mortes.»

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

## 1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

---

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

### MATIÈRES ORGANIQUES :

145 Matières constituées d'un assemblage de composés ayant une ou plusieurs liaisons C–H. Elles 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>.

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

---

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

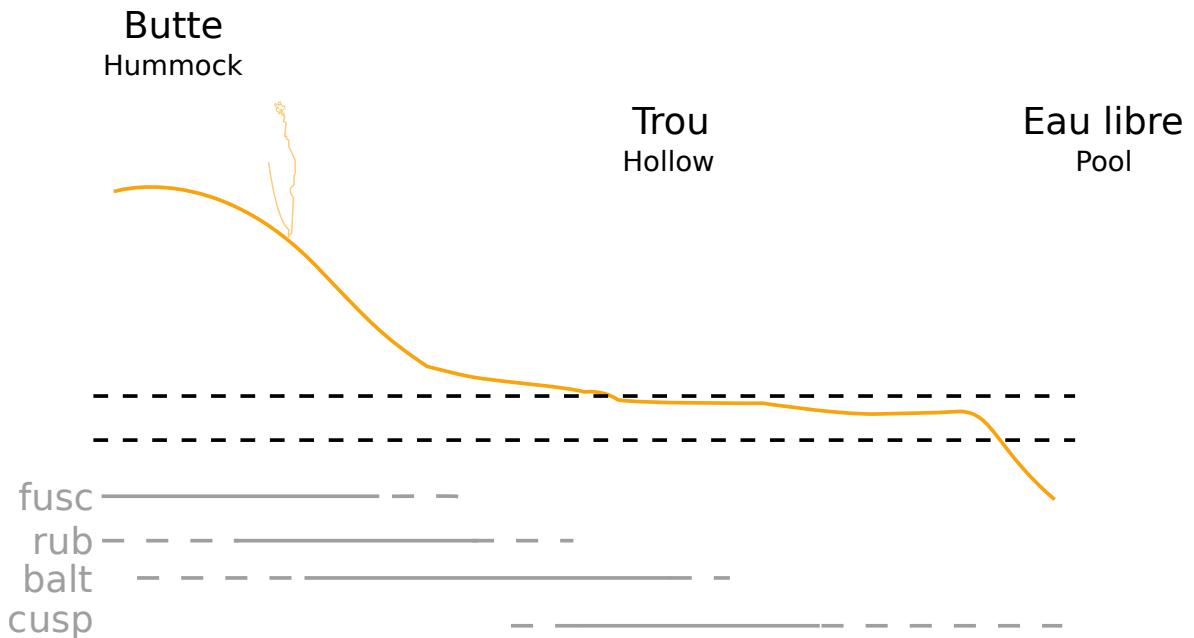


FIGURE 1.1 – Micro-topographie dans les tourbières. Modifié d'après [Rydin et Jeglum \(2013a\)](#)

## <sup>155</sup> La formation des tourbières

<sup>156</sup> L'atterrissement et la paludification sont les deux processus principaux permettant  
<sup>157</sup> la formation des tourbières. Il s'agit pour le premier du comblement progressif d'une  
<sup>158</sup> zone d'eau stagnante. La paludification est la formation de tourbe directement sur un  
<sup>159</sup> sol minéral, grâce à des conditions d'humidité importante. Ces modes de formation ne  
<sup>160</sup> sont pas exclusif, une tourbière pouvant se développer, selon les endroits considérés ou  
<sup>161</sup> le temps, via des processus différents.

## <sup>162</sup> Classifications

<sup>163</sup> Différentes classifications sont utilisées pour différencier ces écosystèmes. La plus  
<sup>164</sup> générale et la plus utilisée dans la littérature distingue les tourbières dite haute, ou de  
<sup>165</sup> haut marais, correspondant au *bog* anglais, et les tourbières basse, ou de bas marais,  
<sup>166</sup> correspondant au *fen* anglais.

<sup>167</sup> Les tourbières de haut-marais ont généralement une épaisseur de tourbe supérieure  
<sup>168</sup> à 30 cm et sont alimenté principalement alimentée par les précipitations : elles sont  
<sup>169</sup> dites ombrotrophes. Leur surface parfois bombée (tourbières élevées ou bombées) peut

## 1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

---

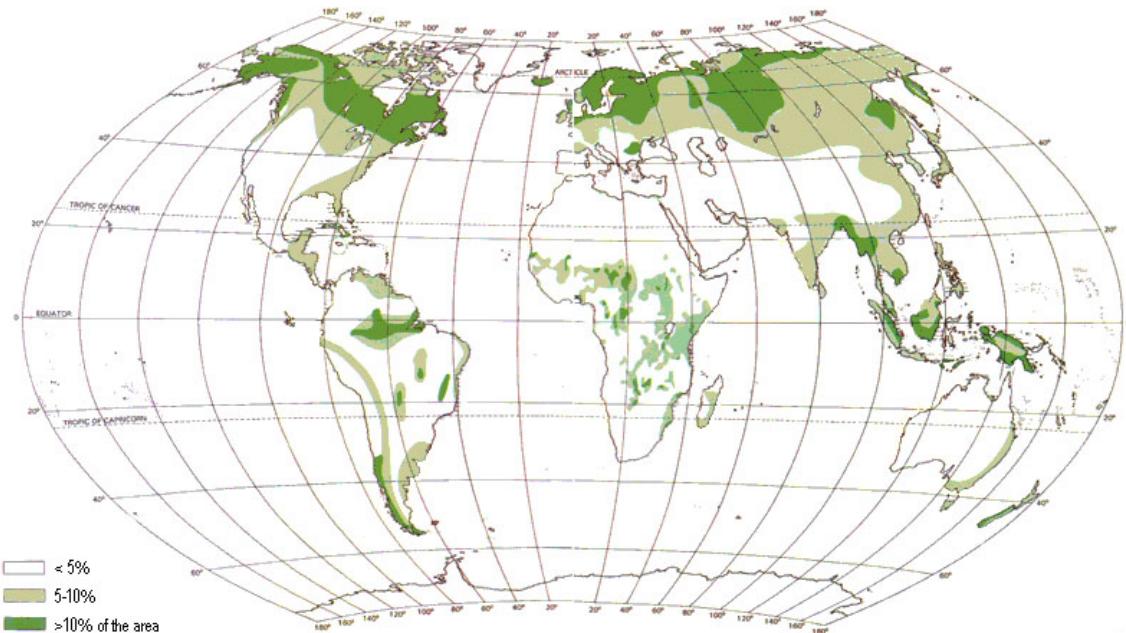


FIGURE 1.2 – Global distribution of peatlands

170 également être plate ou en pente. Cette géométrie situe une partie au moins de l'éco-  
171 système au dessus du niveau de la nappe. Elles ont une concentration en nutriments  
172 relativement faible : elles sont oligotrophes et sont fortement acide avec des eaux de  
173 surface dont le pH est autour de 4 voire moins.

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

### 180 1.1.2 Tourbières et fonctions environnementales

#### 181 Biodiversité dans les tourbières

182 Les tourbières sont le siège d'une biodiversité importante et spécifique. Ainsi les  
183 Sphaignes, qui sont des bryophytes, (des mousses) sont caractéristiques des écosystèmes  
184 tourbeux. Ce sont des espèces dites ingénierues, capable de modifier l'environnement

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	

<sup>185</sup> dans lequel elles vivent afin de l'adapter à leurs besoins. Les sphaignes sont ainsi capable  
<sup>186</sup> d'abaisser le pH, de capter des nutriments et de les séquestrer et ce même quand  
<sup>187</sup> elles n'en ont pas besoin afin d'empêcher d'autres espèces notamment vasculaire d'en  
<sup>188</sup> profiter. Plus précisément, le fait que les sphaignes captent les nutriments via leur  
<sup>189</sup> capitulum leur permet de les intercepter avant qu'ils ne soient captés par d'éventuelles  
<sup>190</sup> racines positionnées plus bas. Les sphaignes, comme de nombreuse mousses ont des  
<sup>191</sup> litières relativement récalcitrantes<sup>4</sup>.

## <sup>192</sup> Qualité des eaux

### <sup>193</sup> Puits de carbone

<sup>194</sup> Par définition les tourbières stockent ou ont stocké du carbone. C'est cette fonction  
<sup>195</sup> de puits de carbone qui rend l'importance de ces écosystèmes non négligeable malgré  
<sup>196</sup> la faible surface qu'ils représentent. Les estimations du stock de carbone présent dans  
<sup>197</sup> les tourbières tempérées/boréales sont comprises entre 270 et 455 Gt C (Gorham, 1991;  
<sup>198</sup> Turunen *et al.*, 2002). Les différences entre les estimations sont liées aux incertitudes  
<sup>199</sup> de cartographie citées précédemment auxquelles s'ajoutent des incertitudes concernant  
<sup>200</sup> l'épaisseur et la densité moyenne de la tourbe. Le carbone stocké dans les tourbières  
<sup>201</sup> représente 10 à 25 % du carbone présent dans les sols et entre 30 et 60 % du stock de  
<sup>202</sup> carbone atmosphérique.

<sup>203</sup> Ce stock est un héritage datant des 10 derniers milliers d'années, l'holocène, période  
<sup>204</sup> pendant laquelle se sont formés la majorité des tourbières (**Réf needed**) (Yu *et al.*,

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

## 1.1. Les tourbières et le cycle du carbone

---

205 2010). Le fonctionnement naturel de ces écosystèmes permet le stockage du C. C'est un  
206 des services écologiques que rendent les tourbières et que l'on appelle la fonction puits  
207 de carbone. Cette fonction est liée au niveau élevé de la nappe d'eau, qui rend l'accès à  
208 l'oxygène est plus difficile diminuant d'autant l'activité aérobie, dont la respiration des  
209 micro-organismes et des plantes. Cela se traduit par une dégradation relativement faible  
210 des matières organiques. Elle est également liée à la production de litière récalcitrante  
211 par les bryophytes.

212 En comparaison avec un sol forestier, l'accumulation de matières organiques n'est  
213 donc pas lié à une production primaire plus forte, mais bien à une dégradation des  
214 matières produites plus faible.

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

### 218 1.1.3 Les tourbières et les changements globaux

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

#### 223 Contrainte anthropique

224 L'interaction entre les Hommes et les zones humides au sens large et les tourbières  
225 en particulier remonte probablement à l'aube de l'humanité. De grandes découvertes  
226 archéologiques ont été faites dans ces écosystèmes témoins d'époques révolues. Des  
227 chemins de rondins néolithique aux crannogs de l'époque romaine (Buckland, 1993).  
228 L'utilisation de la tourbe et des tourbières a du commencer relativement tôt, mais c'est  
229 à partir du 17<sup>e</sup> siècle que le drainage de ces écosystèmes, pour les convertir en terres  
230 agricoles, s'est intensifié. Au 19<sup>e</sup> siècle, l'apparition de machines permettant une ré-  
231 colte industrialisée de la tourbe, a développé son utilisation comme combustible. Enfin

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

232 depuis le milieu du 20<sup>e</sup> une part importante de ces écosystèmes ont été drainé pour  
 233 développer la sylviculture. Aujourd’hui l’exploitation principale de la tourbe est liée à  
 234 son utilisation comme substrat horticole ([Lappalainen, 1996; Chapman et al., 2003](#)).  
 235 Suite à ces perturbations, la surface de tourbières altérée est estimée à 500 000 km<sup>2</sup> en-  
 236viron, principalement du fait de leur reconversion pour l’agriculture et la sylviculture  
 237 ([Tableau 1.2](#)). En France, suite à leur utilisation, principalement agricole, la surface  
 238 des tourbières a été par deux entre 1945 et 1998, passant de 1200 km<sup>2</sup> à 600 km<sup>2</sup> ([Lap-](#)  
 239 [palainen, 1996; Manneville, 1999](#)).

240 Ces écosystèmes ont donc été et sont encore perturbés par différentes activités  
 241 humaines.

## 242 Contrainte climatique

243 Comme nous l’avons dit, le stock de C accumulé par les tourbières s’est majori-  
 244 tairement constitué pendant l’Holocène. À cette époque déjà ces écosystèmes étaient  
 245 influencés par le climat, et leur développement n’a pas été linéaire sur ces douze derniers  
 246 milliers d’années. Il est reconnu que le développement des tourbières est très important  
 247 au début de cette période entre il y a 12 000 et 8000 ans ([Smith et al., 2004; MacDo-](#)  
 248 [nald et al., 2006; Yu et al., 2009](#)). Cette période coïncide avec le maximum thermique  
 249 holocène (HTM), période pendant laquelle le climat était plus chaud que aujourd’hui  
 250 ([Kaufman et al., 2004](#)). Ce constat peu sembler paradoxal si l’on considère que dans  
 251 la littérature concernant les tourbières et le réchauffement actuel, la crainte de voir

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

---

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.

Cette forte saisonnalité n'est pas attendue lors du réchauffement actuel. L'effet estimé dans les hautes latitudes, semble plus important pendant l'hiver et l'automne, et tendrait donc à la minimiser ([Christensen et al., 2007](#)). Les effets directs attendus du réchauffement dans les hautes latitudes sont une augmentation des températures de 2 à 8 °C dans les zones boréales, et de 2 à 6 °C dans les zone tempérées, ainsi qu'une augmentation probable des précipitations ([Christensen et al., 2013; Frolking et al., 2011](#)). De façon plus indirecte est attendue la fonte du permafrost, l'augmentation de l'intensité et de la fréquence de feux et des changements dans les compositions des communautés végétales.

Les tourbières, qui ont accumulées un stock de carbone important, sont donc soumises à des contraintes fortes. Afin de mieux cerner le devenir de ce carbone, l'étude de ces écosystèmes, des flux de gaz qu'ils échangent avec l'atmosphère, est une nécessité.

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

### 1.2.1 GES et Tourbières

Dans l'atmosphère le carbone est principalement présent dans l'atmosphère sous forme de dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>) et de méthane (CH<sub>4</sub>).

La concentration en CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère fluctuait avant l'ère industrielle entre

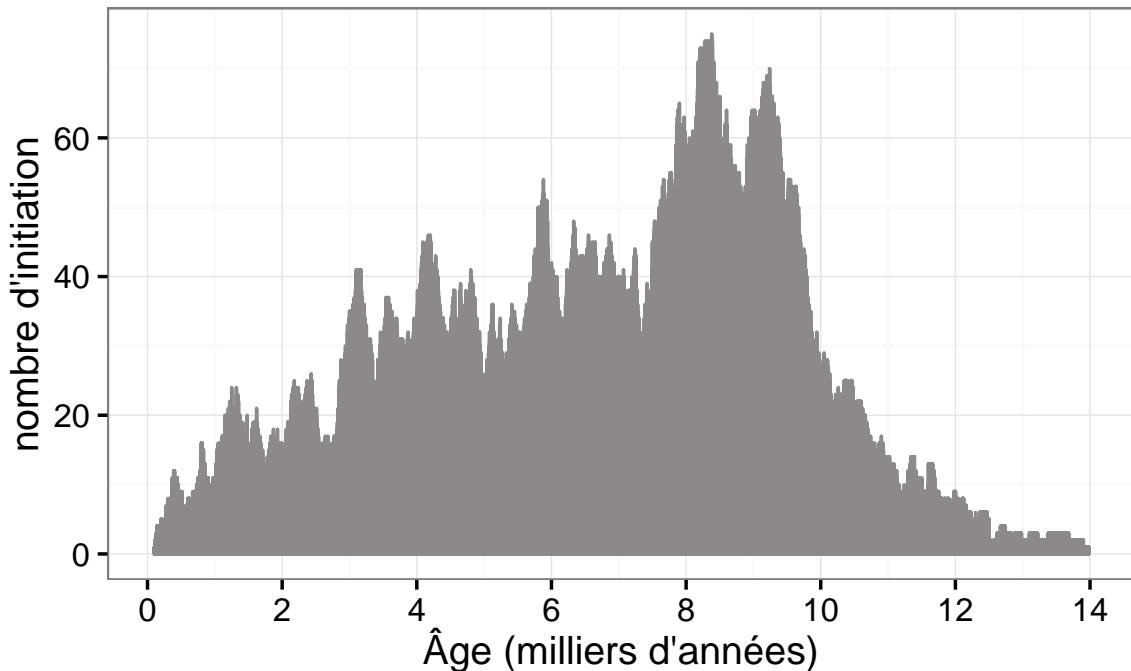


FIGURE 1.3 – Nombre de tourbières nouvellement formées pendant l'holocène. Modifié d'après ([MacDonald et al., 2006](#))

277 180 et 290 ppm. En 1750 au début de l'ère industrielle sa concentration était toujours  
 278 de 280 ppm avant d'augmenter pour atteindre 391 ppm aujourd'hui (en 2011) ([Ciais et al., 2014](#)). Différents processus permettent d'extraire du CO<sub>2</sub> de l'atmosphère, la  
 279 photosynthèse, la dissolution du CO<sub>2</sub> dans l'océan et enfin l'altération de silicate et les  
 280 réactions avec le carbonate de calcium. Ces processus s'effectuent avec des échelles de  
 281 temps différentes, en conséquence après une émission de CO<sub>2</sub>, il ne reste que 40 % de  
 282 cette émission après 100 ans, mais il reste toujours plus de 20 % après 1000 ans et plus  
 283 de 10 % après 10 000 ans ([Joos et al., 2013; Ciais et al., 2014](#)) (Figure 1.5).

285 La concentration en méthane de l'atmosphère est estimée à 350 ppb il y a 18 000 ans  
 286 environ lors de la dernière glaciation, à 720 ppb en 1750, et à 1800 ppb aujourd'hui (ou  
 287 plutôt en 2011) ([Ciais et al., 2014](#)). À l'inverse du CO<sub>2</sub> sa durée de vie dans l'atmosphère  
 288 est limitée : moins de 10 ans ([Lelieveld et al., 1998; Prather et al., 2012](#)). Malgré sa faible  
 289 durée dans l'atmosphère son potentiel de réchauffement global (PRG) est important 72  
 290 à 20 ans. Les zones humides sont la première source naturelle de CH<sub>4</sub> atmosphérique  
 291 pour avec un flux à l'échelle globale estimé entre 145 et 285 Tg an<sup>-1</sup> ([Lelieveld et al.,](#)  
 292 [1998; Wuebbles et Hayhoe, 2002; Ciais et al., 2014](#)) (Tableau ?). Les tourbières de

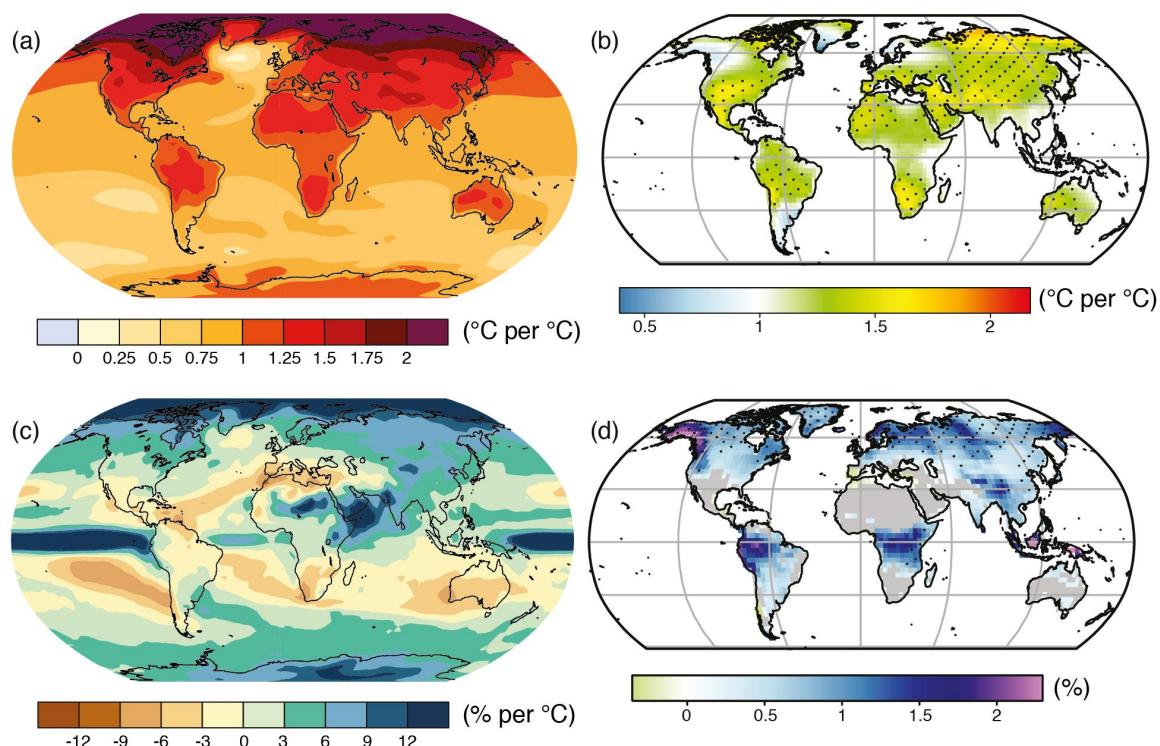


FIGURE 1.4 – Projection des changements à l’horizon 2100, des moyennes et extrêmes annuels (sur terre) des températures de l’air et des précipitations : (a) température de surface moyenne par °C de changement global moyen, (b) 90<sup>e</sup> percentile des températures journalières maximum par °C de 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).

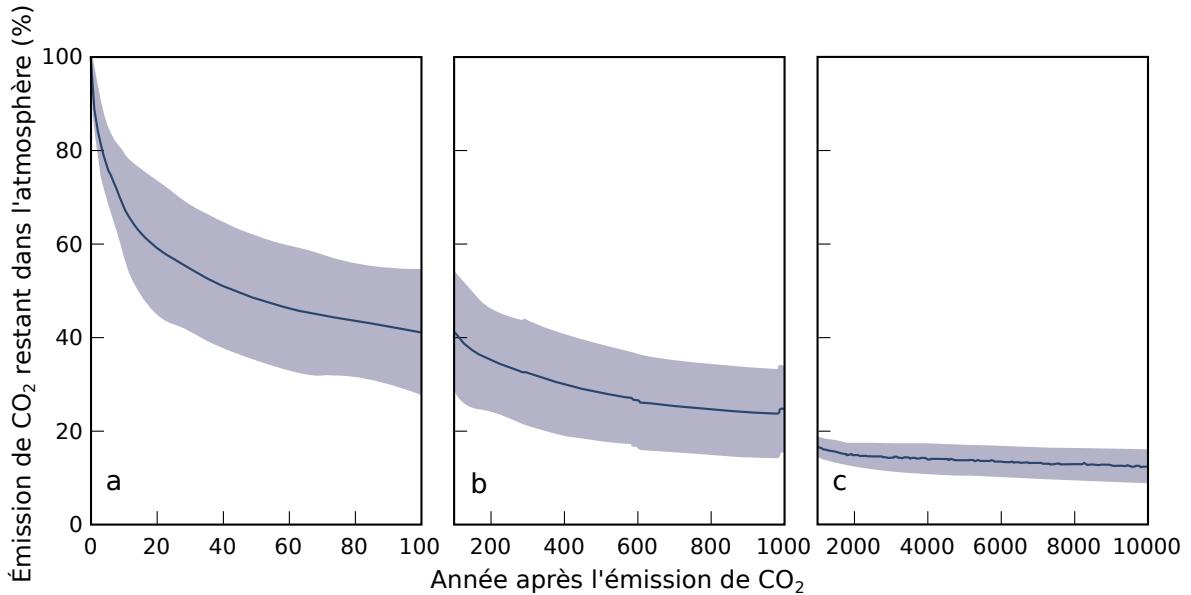


FIGURE 1.5 – Décroissance de la proportion de CO<sub>2</sub> de l'atmosphère suite à une émission idéalisée de 100 PgC. les graphes (a) et (b) est une moyenne de modèles (Joos *et al.*, 2013), le graphe (c) est une moyenne d'autres modèles (Archer *et al.*, 2009). Modifié d'après (Ciais *et al.*, 2014).

<sup>293</sup> l'hémisphère nord comptent pour 46 Tg an<sup>-1</sup> (Gorham, 1991) (**pas de source plus**  
<sup>294</sup> **récente ?**).

<sup>295</sup> À l'échelle globale, le stockage de C par les tourbières, prenant en compte à la fois  
<sup>296</sup> le CO<sub>2</sub> et le CH<sub>4</sub>, est estimé à 70 Tg an<sup>-1</sup> (Clymo *et al.*, 1998).

### <sup>297</sup> 1.2.2 Les flux entre l'atmosphère et les tourbières

#### <sup>298</sup> De l'atmosphère à l'écosystème

Avant de stocker et de conserver du carbone, le faut le capturer. Ce transfert du carbone de l'atmosphère à la tourbe se fait sous la forme de CO<sub>2</sub>, assimilé par la photosynthèse, principalement des végétaux supérieurs, et éventuellement, bien que dans de moindre proportions, par des algues, des lichens ou des bactéries photosynthétiques Girard *et al.* (2011). On peut écrire la réaction de photosynthèse de la façon suivante :



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

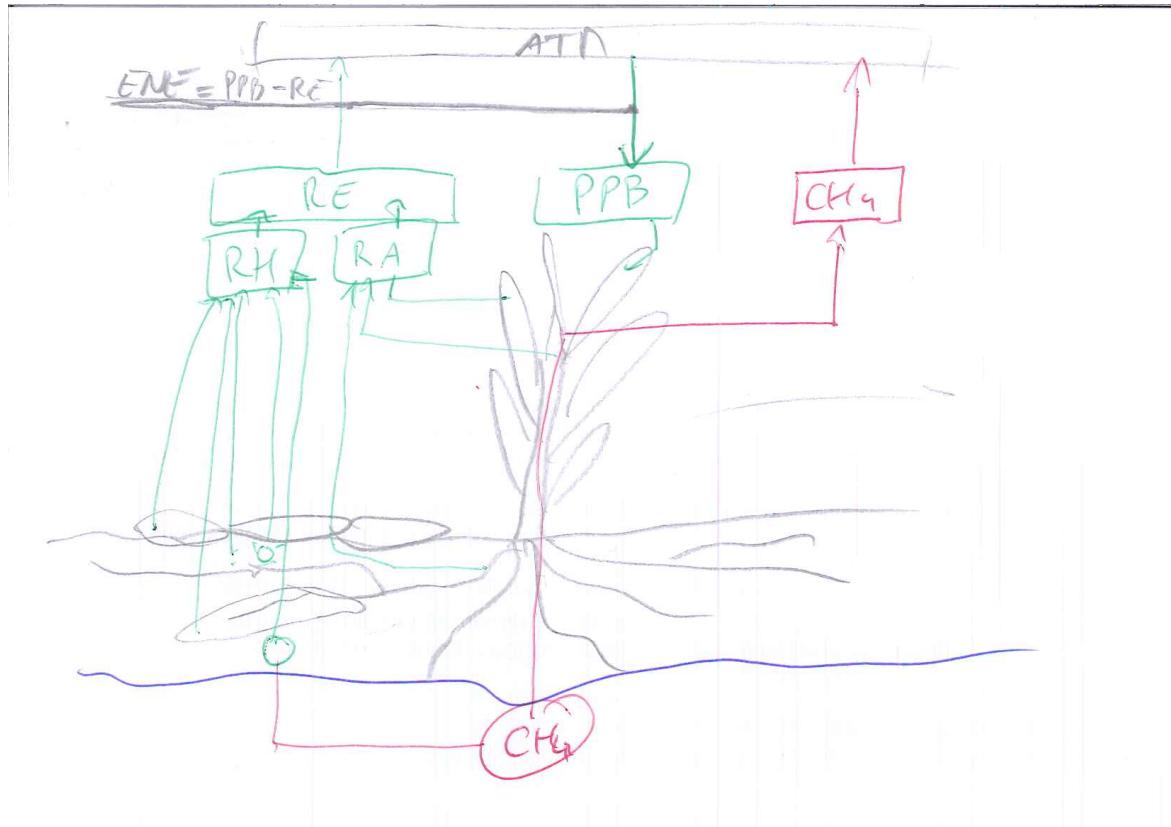


FIGURE 1.6 – schéma des flux de carbone entre une tourbière et l'atmosphère

<sup>299</sup> Ce flux est généralement appelé **Production Primaire Brute** (PPB), *Gross Primary Production*, (GPP) en anglais (Figure 1.6). Les tourbières sont des écosystèmes dont <sup>300</sup> la production primaire est estimée à environ  $500 \text{ gC m}^{-2}$  (Francez, 2000). Si la photo-<sup>301</sup> synthèse est un processus majeur d'assimilation du  $\text{CO}_2$ , il existe d'autres voies métaboliques permettant la capture du  $\text{CO}_2$  de l'atmosphère. Ainsi les micro-organismes <sup>302</sup> chemolithotrophes (**expliciter**) sont capables d'assimiler le  $\text{CO}_2$  en utilisant l'énergie <sup>303</sup> issue de l'oxydation de composés inorganiques.

<sup>306</sup> Les voies métaboliques permettant l'assimilation du  $\text{CO}_2$  sont plutôt bien connues et <sup>307</sup> le fait que les substrats de départ de varient pas (mal dit..) a permis une compréhension <sup>308</sup> relativement fine du processus (Farquhar *et al.*, 1980). Cependant une fois assimilé par <sup>309</sup> la végétation le devenir du carbone est moins direct. À plus long terme, et après son <sup>310</sup> assimilation par la plante, le carbone est stocké principalement à travers la partie non <sup>311</sup> décomposée des litières végétales. Litières qui à force de compressions et de tassements <sup>312</sup> va devenir de la tourbe.

313 Il n'y a pas de flux direct de CH<sub>4</sub> de l'atmosphère vers les écosystèmes terrestres,  
314 la majorité du méthane atmosphérique, 90 %, réagit avec des radicaux hydroxyles,  
315 principalement dans la troposphère ou il sera un précurseur de l'ozone

316 **De l'écosystème à l'atmosphère**

317 Les sources de carbone émises par les tourbières vers l'atmosphère sont multiples.  
318 D'abord différents gaz peuvent être émis, notamment le CO<sub>2</sub> et le CH<sub>4</sub>, éventuellement  
319 du N<sub>2</sub>O, et certains d'entre eux peuvent avoir plusieurs sources.

320 Le CO<sub>2</sub> est émis dans l'atmosphère à travers différents processus, la respiration  
321 aérobie (le plus gros contributeur), les respirations anaérobies ou fermentations (e.g.  
322 du glucose, de l'acétate), ou encore l'oxydation du méthane. Les principales sources de  
323 CO<sub>2</sub>, sont représentées dans la figure 1.6. La ou plutôt les respirations sont généralement  
324 séparées en deux. D'un côté la respiration végétale, que ce soit celle de feuilles, des tiges,  
325 des racines et que l'on appelle la **respiration autotrophe**. De l'autre rassemblé sous le  
326 vocable de **respiration hétérotrophe**, la respiration de la rhizosphère, liée à l'émission  
327 d'exsudats par les racines, la décomposition des litières et des matières organiques, la  
328 respiration de la faune et l'oxydation du CH<sub>4</sub> par les organismes méthanotrophes. On  
329 appelle **Respiration de l'Écosystème** (RE) l'ensemble des respirations autotrophe  
330 et hétérotrophe, en incluant à la fois ses composantes aérienne et souterraine. On la  
331 distingue de la respiration du sol qui est définie comme l'ensemble des respirations de  
332 la colonne de sol, en excluant la partie aérienne. La production de CO<sub>2</sub> est donc un  
333 signal intégré sur l'ensemble de la colonne de tourbe. C'est cette multitude de processus  
334 qui rend l'estimation de ce flux difficile, en effet chacune des respirations n'aura pas la  
335 même sensibilité vis à vis de facteurs contrôlant.

336 La strate muscinale pouvant jouer/participer/produire jusqu'à 80 % de la produc-  
337 tion primaire ([Francez, 2000](#)). Cette production primaire n'est pas particulière élevée  
338 (**Réf needed**)et c'est en fait la faible décomposition des matières organiques qui per-  
339 met aux tourbières de stocker du carbone. L'accumulation moyenne estimée dans les  
340 tourbières boréales est de 30 gC m<sup>-2</sup>. Le taux d'accumulation varie en fonction des

341 espèces végétales présentes ((Réf needed)), le niveau d'eau ((Réf needed)), ... (??)

342 Conséquence du niveau de nappe élevé des tourbières, le développement d'une zone

343 anoxique importante dans la colonne de sol favorise la production de CH<sub>4</sub>. En moyenne

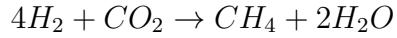
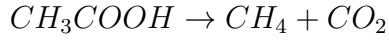
344 des flux de CH<sub>4</sub> mesurés dans les tourbières s'étendent de 0 à plus 0,96 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>,

345 avec généralement des flux compris entre 0,0048 et 0,077 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> (Blodau, 2002).

346 Le CH<sub>4</sub> est principalement produit à partir d'acétate (CH<sub>3</sub>COOH) ou de dihydrogène

347 (H<sub>2</sub>), ces deux composés étant dérivés de la décomposition préalable de matières orga-

348 niques (Lai, 2009).



349 Le CH<sub>4</sub> produit est transporté dans l'atmosphère par diffusion, ébullition ou à travers

350 certaines plantes (Joabsson *et al.*, 1999; Colmer, 2003). Pendant ce transport le CH<sub>4</sub>

351 peut être oxydé par des organismes méthanotrophes. Cette transformation produit

352 tour à tour différents composés (méthanol, formaldéhyde, formate) aboutissant à la

353 production de CO<sub>2</sub> (Whalen, 2005).



354 Le méthane (Lai2009, seger1998, barlett1993 review)

### 355 1.2.3 Les facteurs majeurs contrôlant les flux

356 Les facteurs qui contrôlent ces flux de carbone sont globalement connus : la tempé-

357 rature, le niveau de la nappe et la végétation. L'augmentation de la vitesse de réaction

358 de nombreuses réactions biochimiques avec la température est connue depuis long-

359 temps. Elle a été mise en évidence par un chimiste suédois en 1889 : Svante August

360 Arrhenius sur la base de travaux réalisés par un autre chimiste, néerlandais, Jaco-

361 bus Henricus Van't Hoff. Depuis, de nombreuses mesures de terrain confirment cette

362 relation (Réf needed). La photosynthèse et l'ensemble des respirations sont donc

363 contrôlées, au moins en partie, par la température. L'hydrologie est un autre facteur  
364 contrôlant majeur. Le niveau de la nappe, défini ici comme la distance entre la sur-  
365 face du sol de l'écosystème et le toit de l'aquifère/l'eau libre/la zone saturée, sépare la  
366 colonne de tourbe en une zone oxique, et une zone anoxique. L'épaisseur relative de  
367 ces deux zones va influer sur la production du CO<sub>2</sub>, majoritairement produit dans la  
368 zone oxique, et du CH<sub>4</sub> produit dans la zone anoxique. Le niveau de la nappe constraint  
369 également le teneur en eau du sol et la hauteur de la frange capillaire qui va influer sur  
370 la végétation ([Laiho, 2006](#)). La végétation est également un facteur important. D'abord  
371 car elle exerce une influence directe sur les flux, avec d'un côté la photosynthèse et les  
372 respirations des plantes vivantes, ou la décomposition des plantes mortes. La composi-  
373 tion des communautés végétales va également influer sur le potentiel photosynthétique  
374 de l'écosystème, ce potentiel pouvant varier selon le végétal considéré [Moore et al.](#)  
375 ([2002](#)), et sur la vitesse de décomposition des litières qui peut également varier en  
376 fonction du végétal. De façon plus indirecte, la végétation peut également stimuler la  
377 respiration des micro-organismes présent dans la rhizosphère<sup>5</sup> via la libération d'exsu-  
378 dats racinaires [Moore et al. \(2002\)](#). Enfin certaines plantes vasculaires, adaptées aux  
379 conditions de saturations en eau, peuvent faciliter l'échange de gaz entre l'atmosphère  
380 et l'écosystème grâce à un espace intercellulaire agrandi, l'Aerenchyme.

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

### 385 Facteurs contrôlant la production primaire brute

386 Le premier facteur contrôlant la PPB est bien sur la végétation et notamment la  
387 composition végétale des communautés présentes. Les bryophytes n'ont pas la même  
388 productivité primaire que les graminées ou que les arbustes. En plus de ces différences  
389 entre groupes de végétaux, il existe également des différences de productivité pour un

5. zone du sol impacté par les racines

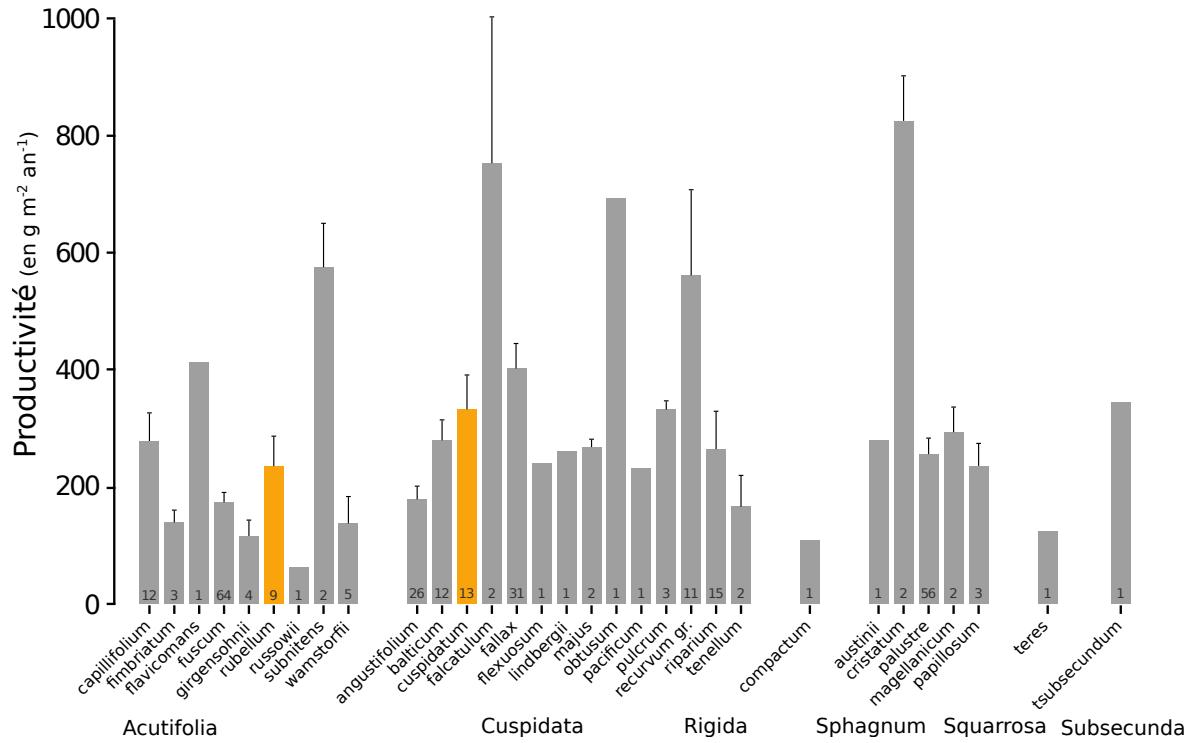


FIGURE 1.7 – Productivités moyennes des espèces de sphaignes en  $\text{g m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ . Les barres d'erreurs représentent l'erreur standard. Le nombre d'observation est indiqué par les nombres à l'intérieur des barres. Les espèces en orange sont celles rencontrées sur le site d'étude. modifié d'après Gunnarsson (2005)

390 même groupe selon le type de tourbière (Moore *et al.*, 2002 dans Rydin et Jeglum,  
 391 2013b) . Alors que dans les tourbières de haut-marais, les sphaignes et les arbustes ont  
 392 une productivité importante, les herbacées et graminées ont une productivité beaucoup  
 393 plus faible. À l'inverse ce sont les herbes et les graminées qui ont la plus forte producti-  
 394 vité dans les tourbières de bas-marais pauvres. Elles sont suivie par les sphaignes puis  
 395 les arbustes. Au sein même de ces groupes la productivité peut varier de façon impor-  
 396 tante, c'est ce que montrent Gunnarsson (2005) avec les sphaignes, dont la productivité,  
 397 selon l'espèce et les conditions dans lesquelles elle vit, varie fortement (Figure 1.7).

398 L'effet d'une variation du niveau de la nappe et de la température, jouant sur  
 399 la végétation va également jouer sur la PPB. Distinguer ces deux facteurs n'est pas  
 400 anodin, la majorité des études réalisées sur le terrain montre les effets des deux fac-  
 401 teurs combinés. Ainsi Cai *et al.* (2010) ont montré que des conditions plus chaudes  
 402 et sèches pouvaient augmenter la PPB. L'effet du niveau de la nappe peut varier se-  
 403 lon le contexte : Dans une étude des effets à long terme de variation du niveau de la

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

#### 421 Facteurs contrôlant la respiration de l'écosystème

422 Un facteur majeur contrôlant la RE est la température. Dans des conditions plus  
423 sèches et plus chaude [Cai et al. \(2010\)](#) qui montrait une augmentation de la PPB,  
424 montre une augmentation plus importante encore de la RE. [Updegraff et al. \(2001\)](#)  
425 montrent, dans une expérimentation à base de mésocosme, que la respiration de l'éco-  
426 système est contrôlée presque exclusivement par la température du sol. La modélisation  
427 de ce flux se fait donc généralement en utilisant la température que se soit celle de l'air  
428 ([Bortoluzzi et al., 2006](#)) ou celle du sol à différentes profondeurs ([Görres et al., 2014](#);  
429 [Zhu et al., 2015](#)).

430 Le niveau de nappe, conditionnant l'accès à l'oxygène, joue également un rôle im-  
431 portant. Un niveau qui diminue se traduit généralement pas une hausse de la RE que

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

---

ce soit à long terme ([Strack et al., 2006; Ballantyne et al., 2014](#)) ou à plus court terme ([Réf needed](#)).

### Facteurs contrôlant l'ENE

On défini l'Échange Net de l'Écosystème (ENE) comme la différence entre la Photosynthèse Primaire Brute (PPB) et la Respiration de l'écosystème (RE). Les facteurs contrôlants l'ENE sont donc les mêmes que ceux qui contrôlent ces 2 flux. Cependant l'effet d'un même facteur de contrôle peut être différent vis à vis de PPB et de RE selon le contexte environnemental, que ce soit par rapport à la nature de l'effet ou son importance. Ainsi une variation de l'ENE peut parfois être contrôlée majoritairement soit par la PPB soit par la RE soit par les deux. Par exemple, une baisse du niveau de la nappe est souvent liée dans la littérature à une baisse de l'ENE. Cependant certains attribuent cette baisse à une augmentation de la Respiration ([Alm et al., 1999; Ise et al., 2008](#)) ([aurela2013, oechel1993](#)) quand d'autres l'attribuent à une diminution de la photosynthèse ([Sonnentag et al., 2010; Peichl et al., 2014](#)). Enfin certains voient un effet à la fois de l'augmentation de la respiration et de la diminution de la photosynthèse ([Strack et Zuback, 2013](#)).

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

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

### Facteurs contrôlant les flux de méthane

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

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

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

#### 467 1.2.4 Bilans de carbone

468 Le calcul d'un bilan de carbone à l'échelle d'un écosystème permet de détermi-  
469 ner si l'équilibre (ou le déséquilibre) des flux tend à stocker du carbone, le système  
470 fonctionnant alors comme un puits, ou à libérer du carbone, le système fonctionnant  
471 alors comme une source. Il existe différentes façons de réaliser le bilan de carbone d'une  
472 tourbière que l'on peut séparer en deux approches principales. La première approche  
473 consiste à utiliser l'archive tourbeuse pour estimer des vitesses d'accumulation de la  
474 tourbe. Cette méthode permet d'étudier la fonction puits sur des temps longs (derniers  
475 millénaires) et de lier d'éventuels changements dans les vitesses d'accumulation à des  
476 facteurs environnementaux. La seconde approche se base d'avantage sur des mesures  
477 actuelles des différents flux afin d'étudier, sur des temps forcément plus courts, l'évolu-  
478 tion de la prépondérance puits/source d'un écosystème. Les deux approches sont donc  
479 complémentaires.

#### 480 passé

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

483 tableau LORCA ajouter colonne contexte (exple : 7 tourbières ombro-  
484 tropes)

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

---

Tableau 1.3 – Vitesse apparente d'accumulation du carbon à long terme en gC m<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

485 présent

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

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

489 — ENE : Échange Net de l'Écosystème

490 — PPB : Production Primaire Brute

491 — Re : Respiration de l'Écosystème

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

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

494 —  $F_{CH_4}$  : Flux de Méthane

495 —  $F_{CID}$  : Flux de Carbone Inorganique Dissous

496 —  $F_{COV}$  : Flux de Composés Organique Volatils

497 —  $F_{CO}$  : Flux de Monoxyde de Carbone

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

499 zeuse, dissoute...

500        Dans les tourbières, les flux de CO<sub>2</sub> sont généralement les plus importants (**Réf  
needed**), puis les flux de CH<sub>4</sub> et/ou de COD et enfin les flux de COP.

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

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



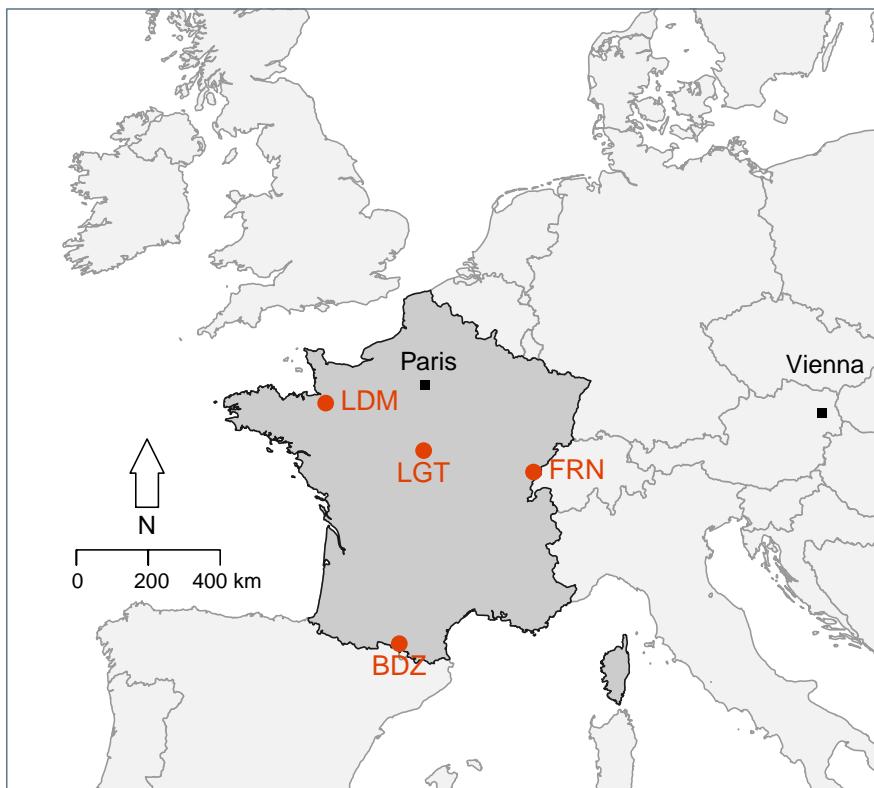
506    2    Sites d'études et méthodologies employées

507

508	<b>2.1   Présentation de la tourbière de La Guette</b>	32
509		
510	<b>2.2   Autres sites du service national d'observation</b>	37
511		
512	<b>2.3   Mesures de flux</b>	38
513	2.3.1   Présentation des méthodologies possibles	38
514	2.3.2   Les mesures de CO <sub>2</sub>	39
515	2.3.3   Les mesures de CH <sub>4</sub>	42
516	2.3.4   Le calcul des flux	43
517	<b>2.4   Facteurs contrôlants</b>	43
518	2.4.1   acquisitions automatisées	43
519		

## 520 2.1 Présentation de la tourbière de La Guette

521 Le site d'étude, la tourbière de La Guette, est l'un des quatre sites du service  
522 national d'observation des tourbières (SNOT) qui vise à étudier la fonction puits de  
523 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

524 La tourbière de La Guette est située à Neuvy-sur-Barangeon, en Sologne, ( $N\ 47^{\circ}19'44''$ ,  
525 E  $2^{\circ}17'04''$ ) dans le département du Cher (Figure 2.1). Le site s'étend sur une surface  
526 d'une vingtaine d'hectare avec une géométrie relativement allongée 2.2. Cette surface  
527 la classe parmi les plus grandes de Sologne. L'épaisseur moyenne de la tourbe est de  
528 80 cm avec des maximums locaux atteignant 180 cm. La tourbière de La Guette est pro-  
529 bablement topogène (**Réf needed**), formée par l'accumulation d'eau de pluie dans une  
530 cuvette imperméabilisée par une couche d'argile issue d'alluvions de la rivière du même  
531 nom (La Guette). Les précipitations annuelles moyennes sur le site sont de 880 mm et

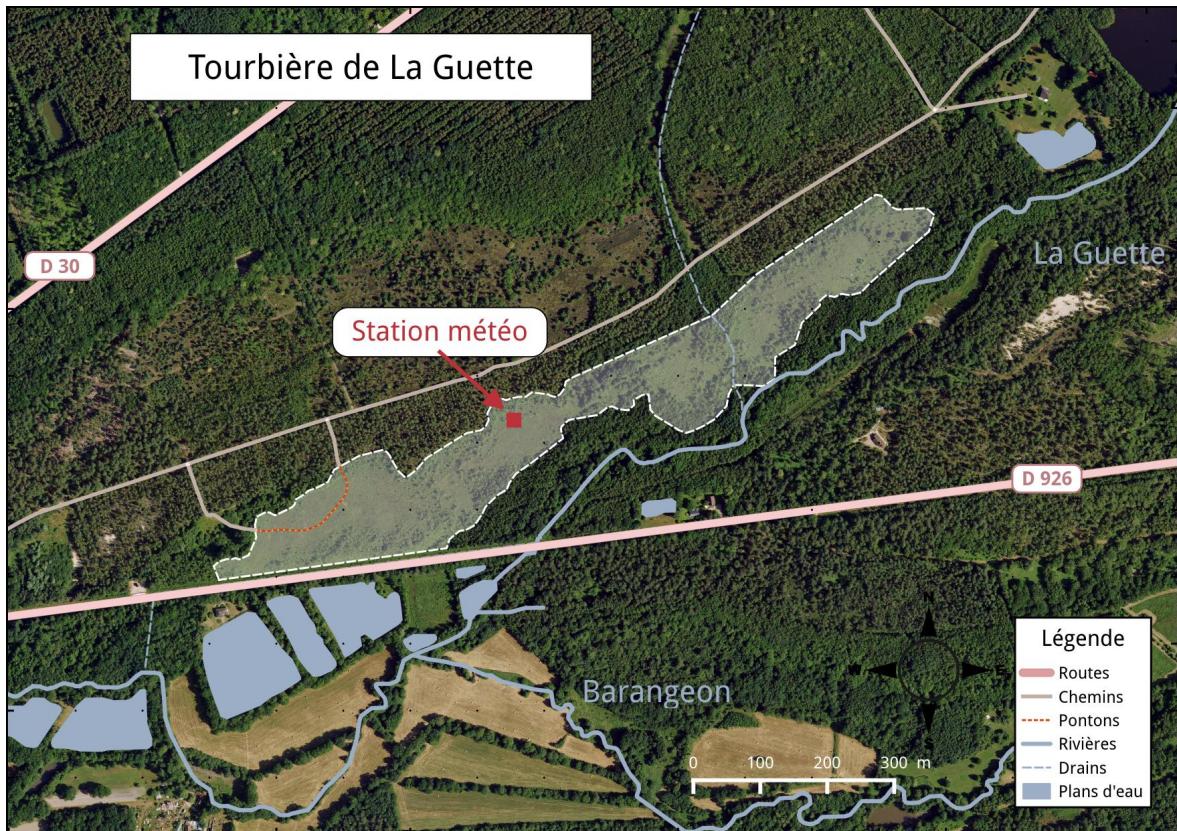


FIGURE 2.2 – Carte de la tourbière de La Guette

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

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

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

## 2.1. Présentation de la tourbière de La Guette

---

546 (2015) a pu calculé, grâce à l'étude de photos aérienne, la vitesse de fermeture du site,  
547 entre 1945 et 2010, estimée à  $2020 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$  avant l'incendie de 1976 et à  $3469 \text{ m}^2 \text{ an}^{-1}$   
548 après. La tourbière est également envahie de façon importante par la molinie bleue  
549 (*Molinia caerulea*) de la famille des *Poaceae* (Figure 2.3c). Leur présence favorisant la  
550 dégradation des matières organiques (Gogo *et al.*, 2011). Sont également présentes sur  
551 le site un certain nombre d'espèces caractéristiques des tourbières comme les sphaignes,  
552 principalement *Sphagnum cuspidatum* et *Sphagnum rubellum*, qui forment des tapis.  
553 Un tapis de sphaignes en cours de formation est visible sur la photo 2.3a. Sur cette  
554 même photo sont également visible des Linaigrettes à feuilles étroites (*Eriophorum*  
555 *angustifolium*), une plante de la famille des *Cyperaceae* caractéristique des marais et  
556 des landes tourbeuses (Rameau *et al.*, 2008). Des bruyères sont également présentes de  
557 façon importante sur le site avec notamment *Erica tetralix*, parfois appelée la Bruyère  
558 des marais, de la famille des *Ericaceae* (Figure 2.3b). De la même famille est présente  
559 sur le site, mais de façon moins omniprésente, la Callune (*Calluna vulgaris*). L'ensemble  
560 de ces espèces tendent à préférer les milieux riches en matières organiques et pauvres  
561 en nutriment (tela-botanica). D'autres espèces sont présentes sur ce site notamment,  
562 *Rhynchospora alba* de la famille des *Cyperaceae*, *Juncus bulbosus*(image annexe ?),  
563 de la famille de *Juncaceae*, et des Droséras, une plante insectivore, de la famille des  
564 *Droseraceae* (Annexe A, Figure 6a) .

565 Au cours des dernières années, les précipitations sont relativement différentes avec  
566 deux années plus sèche que la moyenne avant 2013 et deux années plus humide en 2013  
567 et 2014 (Figure 2.4). On observe également cette dualité au niveau du niveau de la  
568 nappe. Avant 2013 les étés sont marqués par des étiages important avec des baisses du  
569 niveau de nappe allant jusqu'à -60 cm en 2012 (Figure 2.5). Après 2013, les étiages  
570 sont beaucoup moins importants sur le site (Figure 2.6). Les variations inter-annuelles  
571 de la température moyenne de l'air semblent moins marquées. L'année 2011 est très  
572 proche de 2014 avec une température moyenne supérieure à 11 °C. De la même façon  
573 les années 2012 et 2013 sont très proche avec des température moyenne inférieure à  
574 10 °C.



(a) *Sphagnum – Eriophorum austifolium*



(b) *Erica tetralix – Molinia caerulea*



(c) *Molinia caerulea*

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

## 2.1. Présentation de la tourbière de La Guette

---

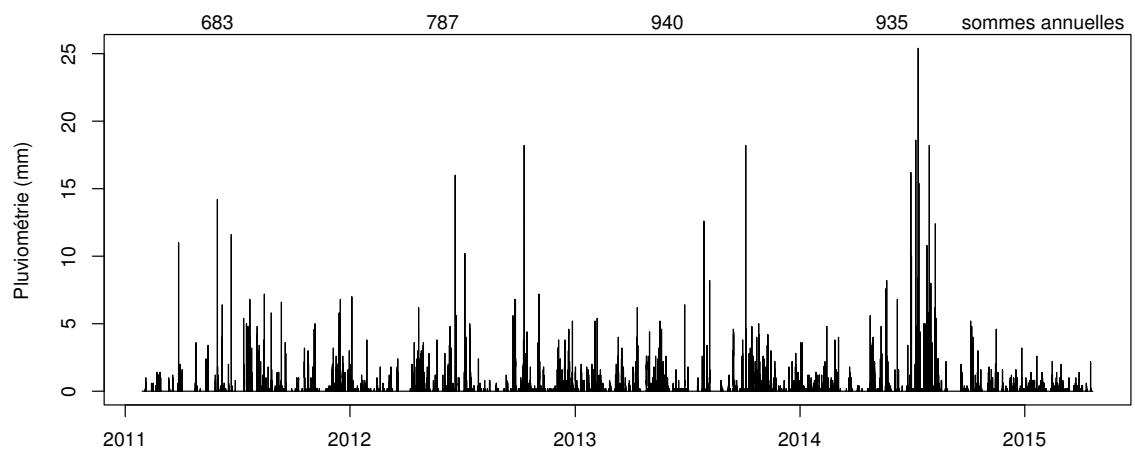


FIGURE 2.4 – Évolution du niveau de la pluviométrie, en mm, des années 2011 à 2014

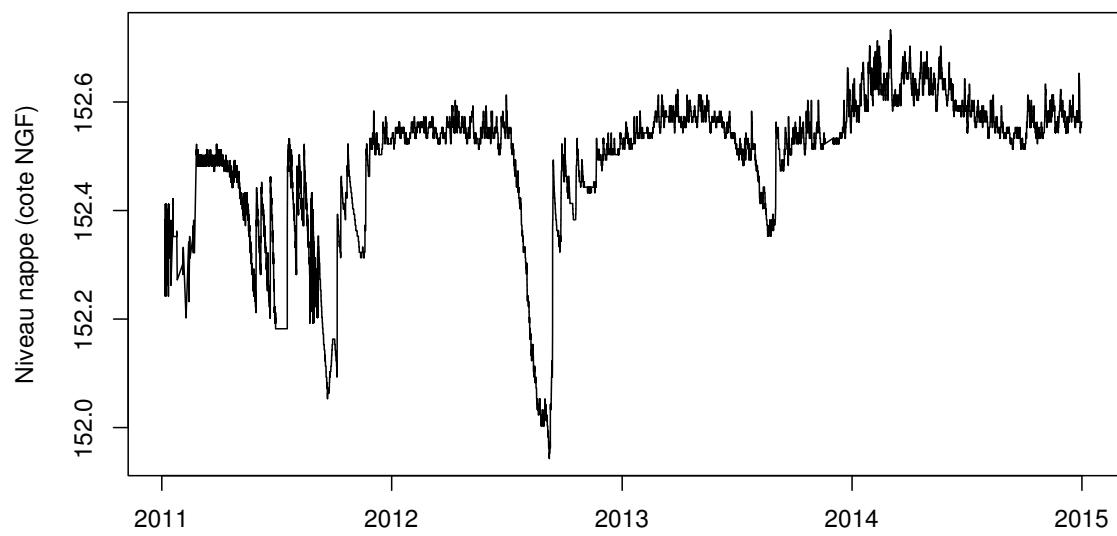


FIGURE 2.5 – Évolution du niveau de la nappe, en cm par rapport à la surface, des années 2011 à 2014

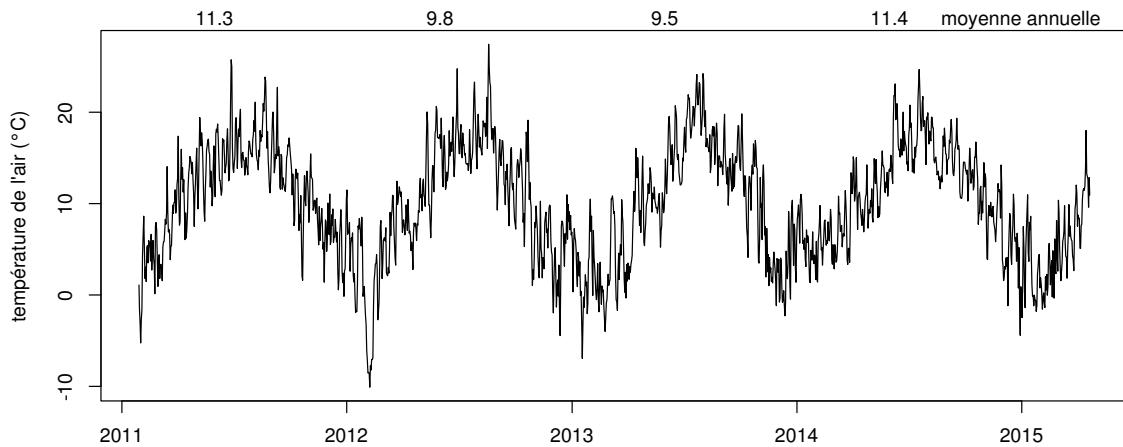


FIGURE 2.6 – Évolution de la température de l'air (en °C) des années 2011 à 2014

## 575 2.2 Autres sites du service national d'obser- 576 vation

577 Bien que moins étudiés, les autres sites du SNOT, Bernadouze, Frasne et Landema-  
578 rais ont également fait l'objet d'un suivi ponctuel en 2013. La tourbière de Bernadouze  
579 est situé à 1400 m dans les Pyrénées, en Ariège ( $N\ 42^{\circ}48'09''$ ,  $E\ 1^{\circ}25'24''$ ). Elle est  
580 relativement petite avec 3,75 ha seulement. La tourbière de Frasne est situé à 840 m  
581 dans le Doubs et s'étend sur une surface de 98 ha. Enfin la tourbière de Landemarais  
582 est située en Ille-et-villaine, à 154 m et s'étend sur 23 ha. les températures annuelles  
583 moyennes sur ces trois sites sont respectivement de 6, 7,5 et 11 °C. les précipitations  
584 annuelles étant de 1700, 1400, 870 mm.

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

<sub>589</sub> 2.3 Mesures de flux

<sub>590</sub> 2.3.1 Présentation des méthodologies possibles

<sub>591</sub> De nombreuses techniques permettent de mesurer des flux de gaz, avec en premier  
<sub>592</sub> lieu les méthodes de chambres.

<sub>593</sub> Les chambres peuvent être ouvertes, c'est à dire que la mesure se fait lorsque le  
<sub>594</sub> gaz à l'intérieur de la chambre à l'équilibre avec celui à l'extérieur, ou fermées, dans  
<sub>595</sub> ce cas le gaz à l'intérieur de la chambre n'est pas à l'équilibre avec celui à l'extérieur.  
<sub>596</sub> Elles peuvent également être dynamique, lorsqu'un système de pompe, permettant  
<sub>597</sub> notamment de transporter le gaz jusqu'à l'analyseur, est présent. Ou statique si le  
<sub>598</sub> système est sans flux artificiel.

<sub>599</sub> Trois grandes techniques de chambre existent. D'abord les chambres **dynamiques**  
<sub>600</sub> **ouvertes** qui se basent sur un état d'équilibre et mesurent une différence de concen-  
<sub>601</sub> tration d'un gaz dont une partie passe par la chambre et l'autre non. Cette méthode  
<sub>602</sub> nécessite un système de pompe et donc le passage d'un flux. Ensuite les chambres **dy-  
namiques fermées** qui mesurent l'évolution de la concentration du gaz au sein de la  
<sub>604</sub> chambre à l'aide d'un système de pompe permettant l'envoi du gaz dans un analyseur  
<sub>605</sub> externe. Enfin les chambres **statiques fermées** qui mesurent également l'évolution de  
<sub>606</sub> la concentration du gaz au sein de la chambre sans qu'un système de pompe ne soit  
<sub>607</sub> présent. Dans ce cas soit l'analyseur est présent dans la chambre, soit des prélèvements  
<sub>608</sub> sont fait à intervalles réguliers puis analysés par la suite en chromatographie gazeuse.

<sub>609</sub> Il faut noter que les dénominations anglaises de ces méthodes doit faire l'objet d'une  
<sub>610</sub> attention particulière. *Closed chamber* par exemple est parfois utilisé pour se référer  
<sub>611</sub> à l'état ou non d'équilibre, comme défini dans ce document, mais parfois également  
<sub>612</sub> pour désigner les méthodes de chambre sans système de flux ce qui peut prêter à  
<sub>613</sub> confusion [Pumpenan et al. \(2004\)](#). Souvent utilisées les dénominations *open/closed* et  
<sub>614</sub> *dynamic/static* sont décrites dans [Luo et Zhou \(2006b\)](#), une autre convention peut être  
<sub>615</sub> rencontrée : *flow-through/non-flow-through* et *steady state/non-steady state* [Livingston](#)

616 et Hutchinson (1995)

617 Ces différentes méthodes ont divers avantages et inconvénients.

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

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

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

### 623 2.3.2 Les mesures de CO<sub>2</sub>

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

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

636 Pour les raisons détaillée précédemment, la méthode mise en œuvre est celle de  
637 la chambre statique fermée, aucun système de pompe n'est donc utilisé. la chambre  
638 est posée sur l'embase, elle contient l'analyseur de CO<sub>2</sub> qui mesure la variation de  
639 la concentration en gaz au cours du temps. Un ventilateur de faible puissance est  
640 également présent à l'intérieur de la chambre afin d'homogénéiser l'air. 1 à 3 min de  
641 stabilisation sont nécessaires après la pose de la chambre afin d'éviter les effets pouvant  
642 y être liés. Ensuite l'enregistrement est lancé, avec l'acquisition toutes les 5 s pendant  
643 5 min de la concentration en CO<sub>2</sub>, de la température et de l'humidité. La mesure se

## 2.3. Mesures de flux

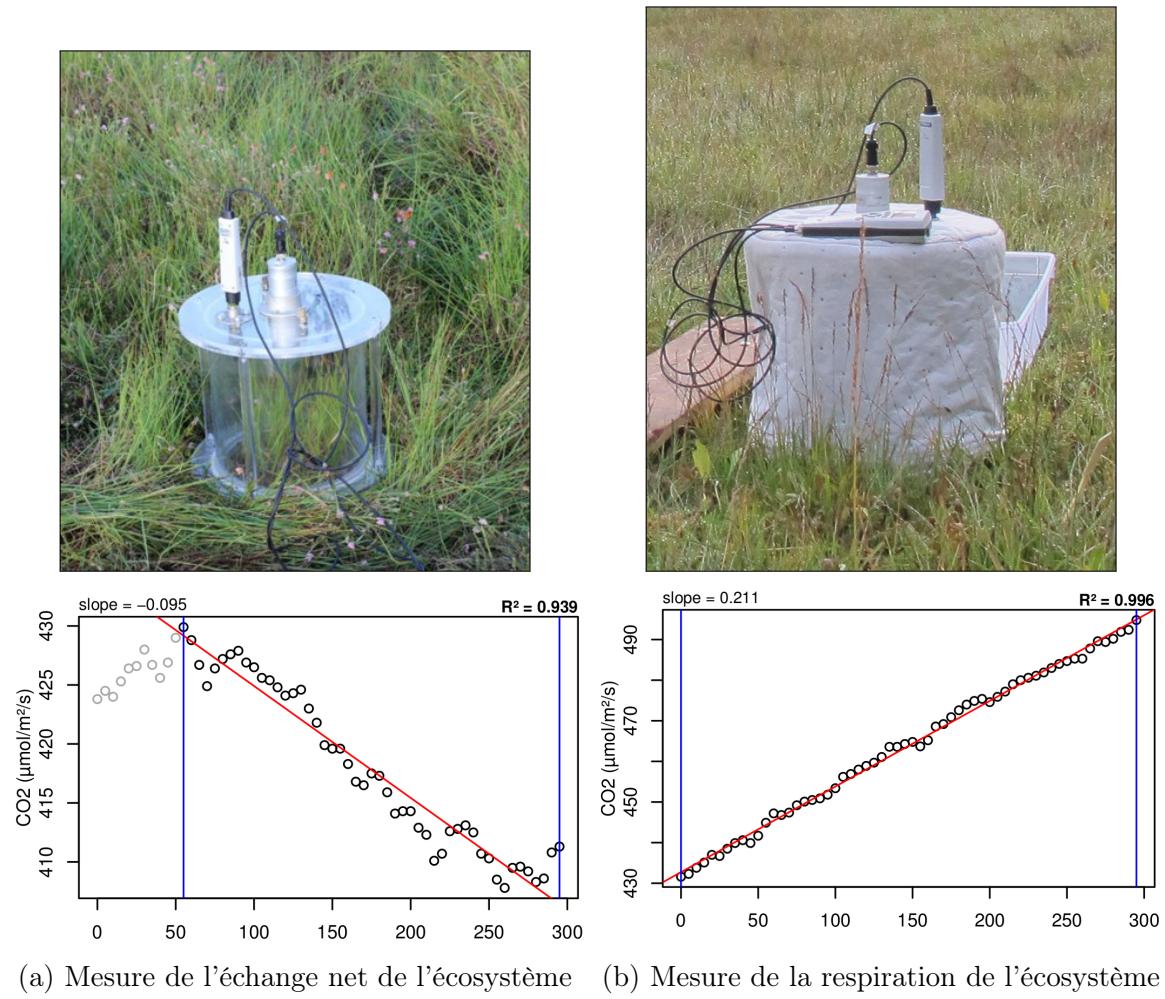


FIGURE 2.7 – Mesures de CO<sub>2</sub>

déroule donc sur une période de temps relativement courte afin de minimiser le déséquilibre avec le milieu extérieur. Dans ce but les mesures ont parfois été manuellement raccourcies, 2 à 3 min d'acquisition, si une pente claire se dégageait rapidement. Ceci notamment lorsque les conditions météorologiques, chaudes et ensoleillées, laissaient supposer une différence rapidement importante vis-à-vis des conditions extérieures. Généralement, deux acquisitions de CO<sub>2</sub> sont faites à la suite sur une même embase. La première, avec la chambre transparente nue, permettant l'enregistrement de l'ENE (Figure 2.7-a). La seconde avec la chambre recouverte d'une chaussette de tissu occultant, isolant la chambre de la lumière, permettant d'interrompre la photosynthèse et donc d'enregistrer les respirations (RE) (Figure 2.7-b).

De nombreux écueils peuvent rendre une mesure inexploitable. D'abord le placement de la chambre, cela peut sembler trivial mais positionner la chambre au milieu d'her-



FIGURE 2.8 – SPIRIT

656 bacées et de bruyères n'est pas toujours évident. Plus anecdotiquement des sphaignes  
657 gelées, recouvrant les bords de l'embase rendent la pose de la chambre difficile voire  
658 impossible. Enfin selon l'heure de la journée des gradients de concentrations peuvent  
659 être présent et augmenter localement les concentrations de CO<sub>2</sub> de façon importante  
660 allant jusqu'à saturer la sonde.

661 Au vu du volume de données acquises et souhaitant garder l'intérêt de mesures  
662 manuelles, à savoir le contrôle humain des flux et des conditions de mesure, il a été  
663 nécessaire de développer un outil de traitement facilitant le contrôle et le calcul des flux.  
664 Ceci afin d'éviter de recourir à des seuils arbitraires (typiquement une valeur de R<sup>2</sup>)  
665 pour le contrôle qualité des données, mais également de permettre une reproductibilité  
666 et un traçage des modifications effectuées sur les données brutes. (donner des exemples)  
667 Ce travail est présenté dans l'annexe D.

<sup>668</sup> **2.3.3 Les mesures de CH<sub>4</sub>**

<sup>669</sup> Les mesures de CH<sub>4</sub> ont été réalisée avec une chambre aux caractéristiques similaires  
<sup>670</sup> à celles utilisées pour les mesures de CO<sub>2</sub> à l'exception de l'interface avec l'analyseur.  
<sup>671</sup> La méthode de la chambre dynamique fermée a été utilisée pour réaliser ces mesures,  
<sup>672</sup> elle diffère donc légèrement de celle utilisée pour le CO<sub>2</sub> puisqu'elle nécessite la mise en  
<sup>673</sup> oeuvre d'un système de pompe pour transporter le gaz jusqu'à l'analyseur. Les mesures  
<sup>674</sup> de concentration en CH<sub>4</sub> ont été réalisée à l'aide du SPIRIT (Figure 2.8).

<sup>675</sup> C'est un SPectrometre Infra Rouge In-situ Troposphérique développé par le LPC2E.  
<sup>676</sup> La spectrométrie infra-rouge se base sur la mesure de l'absorption d'un rayonnement  
<sup>677</sup> infrarouge par des molécules conduisant Cet instrument profite de l'expertise acquise  
<sup>678</sup> par le laboratoire dans le domaine de la métrologie infra-rouge, notamment avec le  
<sup>679</sup> développement de son ancêtre le SPIRALE (SPectroscopie Infra Rouge par Absorption  
<sup>680</sup> de Lasers Embarqués). Plus petit et plus léger (100 kg), le SPIRIT a été développé  
<sup>681</sup> en différentes versions, fonction des usages. Il existe actuellement une version sol et  
<sup>682</sup> une version avion de l'appareil. Les capacités du SPIRIT sont principalement liées  
<sup>683</sup> à deux éléments. Premièrement l'invention d'une cellule à réflexion multiple par le  
<sup>684</sup> LPC2E ([Robert, 2007](#)), permettant d'adapter facilement la longueur du parcours op-  
tique en fonction de la concentration des gaz à mesurer. Deuxièmement l'utilisation de  
<sup>686</sup> lasers à cascades quantique (QCL), dont la puissance permet d'augmenter le nombre  
<sup>687</sup> de réflexion et la sensibilité des mesures d'absorption. Les QCL installés émettent sé-  
<sup>688</sup> quentiellement dans le moyen infra-rouge (2,5 à 25 µm) (Choix dicté par l'absorbance  
<sup>689</sup> à ces longueurs d'onde d'un grand nombre d'espèce d'intérêt et l'intensité importante  
<sup>690</sup> des raies d'absorption.) et dans une fenêtre spécifique aux espèces que l'on souhaite  
<sup>691</sup> mesurer. Après son émission, le laser est divisé en deux La première partie traverse  
<sup>692</sup> une cellule de référence, contenant un gaz de concentration connue. La seconde partie  
<sup>693</sup> traverse une cellule de mesure, contenant le gaz à mesurer. Les deux parties du laser  
<sup>694</sup> débouchent finalement sur les détecteurs. Le fonctionnement détaillé du SPIRIT-sol  
<sup>695</sup> est décrit dans [Guimbaud \*et al.\* \(2011\)](#).

### 696 2.3.4 Le calcul des flux

697 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  
 698 suivante :

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

699 Avec :

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

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

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

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

704 T : la température dans la chambre en K

705 V : le volume de la chambre en m<sup>3</sup>

706 S : la surface occupée par l'embase en m<sup>2</sup>

## 707 2.4 Facteurs contrôlants

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

### 715 2.4.1 acquisitions automatisées

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

## 2.4. Facteurs contrôlants

---

718 site en 2008. Les variables ont été acquises à une fréquence horaire jusqu'au 20 février  
719 2014 puis toutes les demi-heures par la suite. Les paramètres enregistrés sont la pres-  
720 sion atmosphérique, l'humidité relative de l'air, la pluviométrie, l'irradiation solaire,  
721 la vitesse et la direction du vent. (**détail du matos ?**). Cette même station à égale-  
722 ment permis l'acquisition de la température de l'air et de la tourbe à -5, -10, -20 et  
723 -40 cm. Installées à la même époque, quatre sondes **OTT ?** de mesure du niveau de  
724 la nappe d'eau permettent le suivi du niveau de la nappe dans la tourbière.

# **725    3 Bilan de C de la tourbière de La Guette**

726

727	<b>3.1 Introduction</b>	46
728	<b>3.2 Procédure expérimentale et analytique</b>	47
729	3.2.1 Méthodes de mesures	47
730	3.2.2 Modélisation du bilan de C	49
731	<b>3.3 Résultats</b>	54
732	3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tourbière de La Guette	54
733	3.3.2 Sélection des modèles	59
734	3.3.3 Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle de l'écosystème	67
735	3.3.4 Variabilité spatiale du bilan	74
736	<b>3.4 Discussion</b>	76
737	3.4.1 Estimations des flux	76
738	3.4.2 Estimations des bilans	79
739	3.4.3 Sensibilité et limitations du bilan	79
740	3.4.4 Représentativité locale du modèle	80
741	3.4.5 Variation du bilan avec la végétation	80
742	3.4.6 perspectives	81
743		
744		
745		
746		
747		

<sub>748</sub> 3.1 Introduction

<sub>749</sub> La majorité des écosystèmes tourbeux pour lesquels un bilan de carbone a été es-  
<sub>750</sub> timé, se situe sous les hautes latitudes de l'hémisphère nord comme par exemple en  
<sub>751</sub> Suède ([Waddington et Roulet, 2000; Peichl \*et al.\*, 2014](#)), en Finlande ([Alm \*et al.\*, 1997](#)),  
<sub>752</sub> au Canada ([Trudeau \*et al.\*, 2014](#)). Les tourbières situées plus au sud ont fait l'objet de  
<sub>753</sub> rare estimation de bilan (e.g. tourbière du Jura français par [Bortoluzzi \*et al.\* \(2006\)](#)).  
<sub>754</sub> L'étude de ces écosystèmes présent à la limite sud de leur extension est importante car  
<sub>755</sub> ils expérimentent des conditions plus extrêmes que les autres qui sans être identiques,  
<sub>756</sub> peuvent se rapprocher de celles que subiront d'autres écosystèmes tourbeux suite au  
<sub>757</sub> réchauffement climatique. Par ailleurs, concernant la tourbière de La Guette, ce site  
<sub>758</sub> est représentatif d'une grande partie des tourbières dans les perturbations qu'elle su-  
<sub>759</sub> bie : son drainage et son envahissement par une végétation vasculaire (cf Chapitre 2)  
<sub>760</sub> Le premier objectif de ce chapitre est donc d'établir le bilan de C de la tourbière de  
<sub>761</sub> La Guette. Le second objectif est de caractériser la variabilité spatiale de ces flux de  
<sub>762</sub> GES à travers ce bilan de C. En effet les tourbières sont des écosystèmes avec des  
<sub>763</sub> conditions environnementales qui peuvent varier dans l'espace. Par exemple le niveau  
<sub>764</sub> de la nappe, à cause de variation micro-topographique peut être plus ou moins élevé,  
<sub>765</sub> faire des flaques d'eau libre ou au contraire être quelques dizaines de centimètres sous  
<sub>766</sub> la surface du sol. Conséquence de ces variations, ces micro-environnements abritent  
<sub>767</sub> des communautés végétales et microbiennes différentes. Finalement ces conditions en-  
<sub>768</sub>vironnementales contrôlant les flux, ceux-ci varient également. Estimer ces variations  
<sub>769</sub> est donc nécessaire afin de préciser dans quelle mesure elles influent sur le bilan de C.

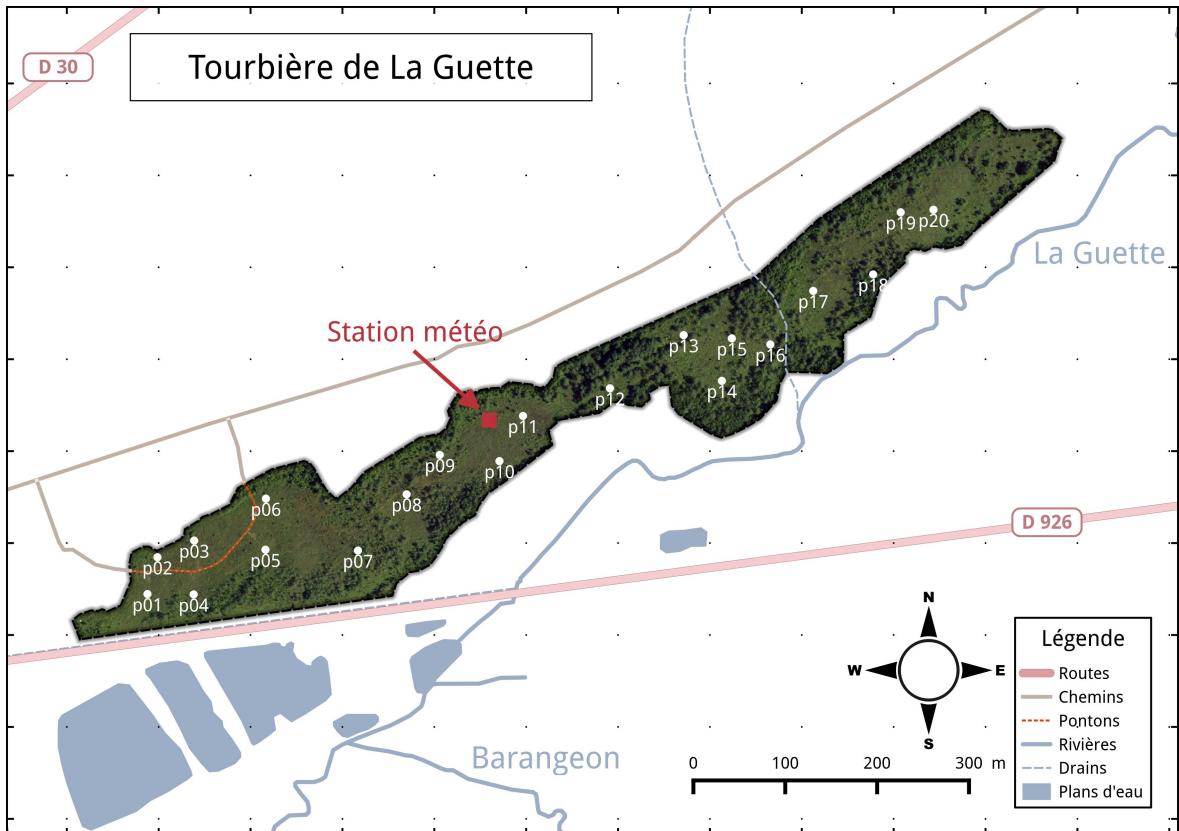


FIGURE 3.1 – Répartition des 20 placettes de mesures suivant un échantillonnage aléatoire stratifié.

## 770 3.2 Procédure expérimentale et analytique

### 771 3.2.1 Méthodes de mesures

#### 772 Mesures de flux de gaz

773 Les mesures des flux de CO<sub>2</sub> et de CH<sub>4</sub> ont été effectuées en utilisant la méthode  
 774 décrite dans la partie 2.3. En juin 2011, 20 placettes ont été installées <sup>1</sup> selon un échan-  
 775 tillonnage aléatoire stratifié : La surface de la tourbière a été divisée selon une grille de  
 776 20 mailles et un point choisi aléatoirement dans chaque maille localise chaque placette.  
 777 La taille de la maille a été ajustée de manière à avoir vingt 20 carrés sur la surface de  
 778 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

étant assuré d'avoir une représentativité homogène du site. Les placettes, délimitées par des piquets, occupaient une surface de  $4\text{ m}^2$  ( $2\times 2\text{ m}$ ), à l'intérieur de laquelle ont été installé de façon permanente un piézomètre et une embase permettant la mesure des flux de gaz (Les embases sont décrites dans le chapitre 2, partie 2.3.2). Usuellement les placettes sont séparées en groupes micro-topographiques (Figure 1.1), avec des embases positionnées sur les buttes (*hummock*), les trous (*hollows*) et les zones d'eau libre (*pool*) (Alm *et al.*, 1997; Waddington et Roulet, 2000). Ou encore selon différents traitements, réhabilité/non réhabilité, exploité/non exploité, manipulé/non manipulé (Bortoluzzi *et al.*, 2006; Strack et Zuback, 2013). Ceci a l'avantage de permettre une distinction fine des capacités sources/puits mais a l'inconvénient du placement proche des embases les unes des autres limitant la représentativité spatiale des mesures. Elles peuvent également être séparées en zone dans la tourbière, haut-marais *versus* bas-marais, ou réhabilité *versus* non-réhabilité. Afin de gagner en représentativité spatiale, la taille du site le permettant, il a été décidé de positionner des placettes sur l'ensemble du site. De plus, du fait de l'omniprésence de végétation vasculaire, et de la taille des chambres par rapport à la micro-topographie une telle approche était difficile à mettre en oeuvre.

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

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

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

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

### 817 3.2.2 Modélisation du bilan de C

#### 818 Estimation du bilan et variabilité temporelle

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

829 La RE, et l'ENE sont mesurés directement sur le terrain. Cependant afin d'établir  
830 le bilan de C tout en gardant une discrimination entre flux d'entrée et de sortie la RE et  
831 la PPB (obtenue grâce à l'équation  $PPB = ENE - RE$ ) ont été modélisé séparément.  
832 Les flux en phase gazeuse ont été modélisés en partant d'équations usuellement utilisées  
833 et dans lesquelles la température est le facteur contrôlant majeur. Puis les résidus<sup>2</sup> de  
834 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

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

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

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

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

864       Après la phase de calibration, les facteurs de contrôle utilisés dans les modèles  
865       ont été évalués à l'aide de données indépendantes issues d'une autre expérimentation  
866       réalisée sur le même site en 2014. Les méthodes de mesures des flux sont strictement  
867       identiques à celles utilisées pour établir le bilan de carbone. En revanche le position-  
868       nement des placettes est beaucoup plus classique : proches les unes des autres, et avec  
869       différents traitements. Afin de pouvoir les comparer, seule les placettes de contrôles,  
870       (n'ayant donc subie aucune manipulation) de cette expérimentation seront utilisées soit  
871       4 placettes dans une station en amont et 4 en aval de la tourbière de La Guette (plus  
872       de détails dans l'annexe C). Le terme d'évaluation est préféré à celui de validation car  
873       le nouveau jeu de données utilisé bien qu'indépendant de celui utilisé pour la calibra-  
874       tion n'a pas été acquis de manière strictement identique, notamment au niveau de la  
875       répartition des embases sur le site.

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

### 885       **Étude de la variabilité spatiale**

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

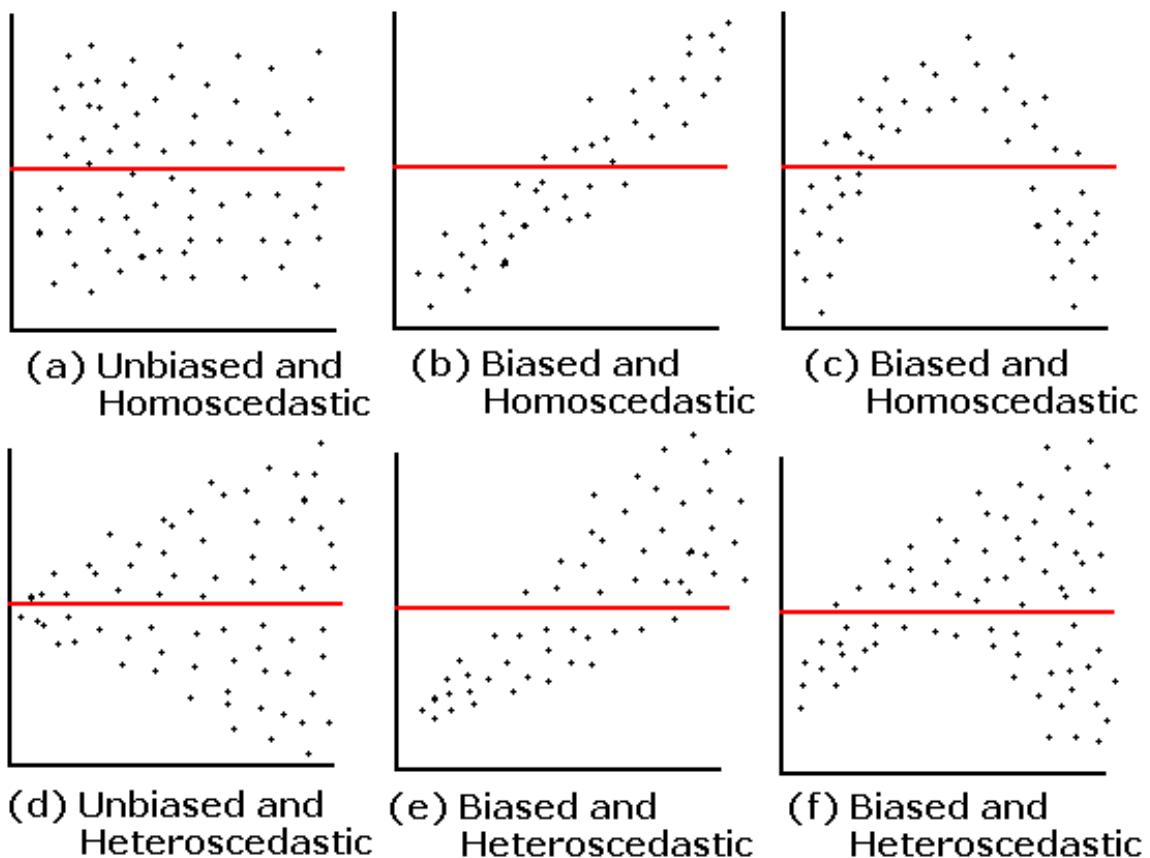


FIGURE 3.2 – Cas idéaux de distribution des résidus (source ?)

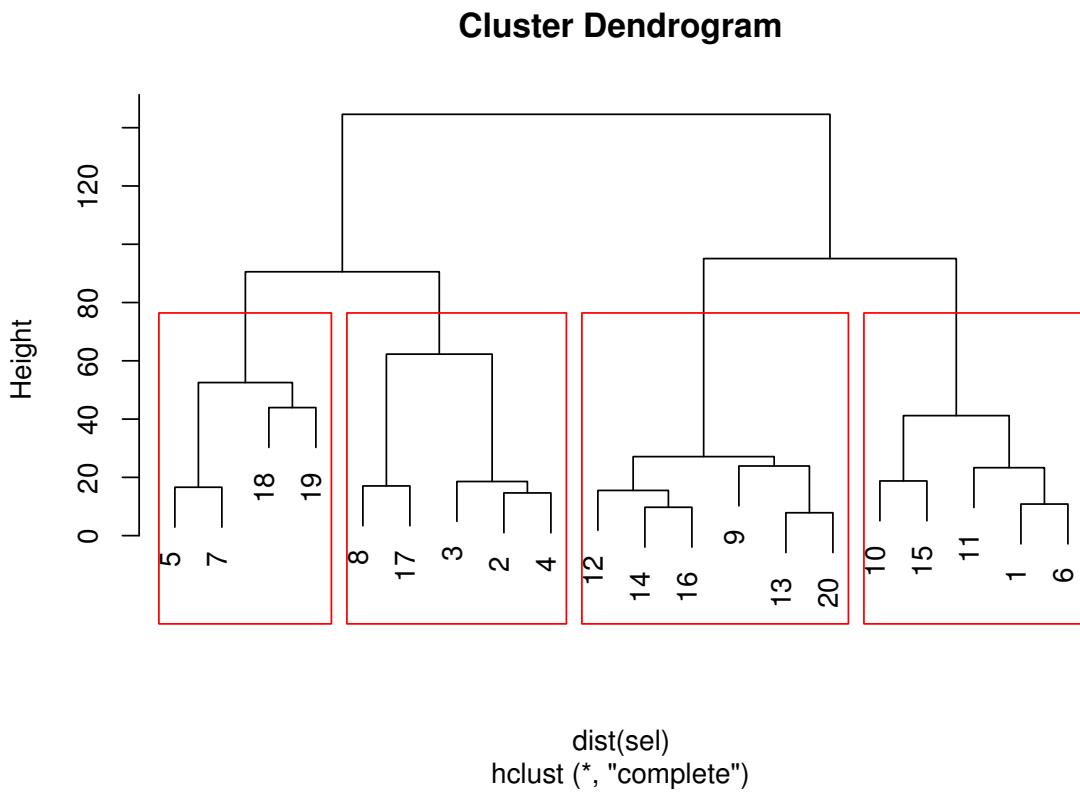


FIGURE 3.3 – Partitionnement des placettes en fonction de leur similarité en termes de composition végétale (pourcentage des strates muscinales, herbacées et arbustives)

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

### 3.3. Résultats

---

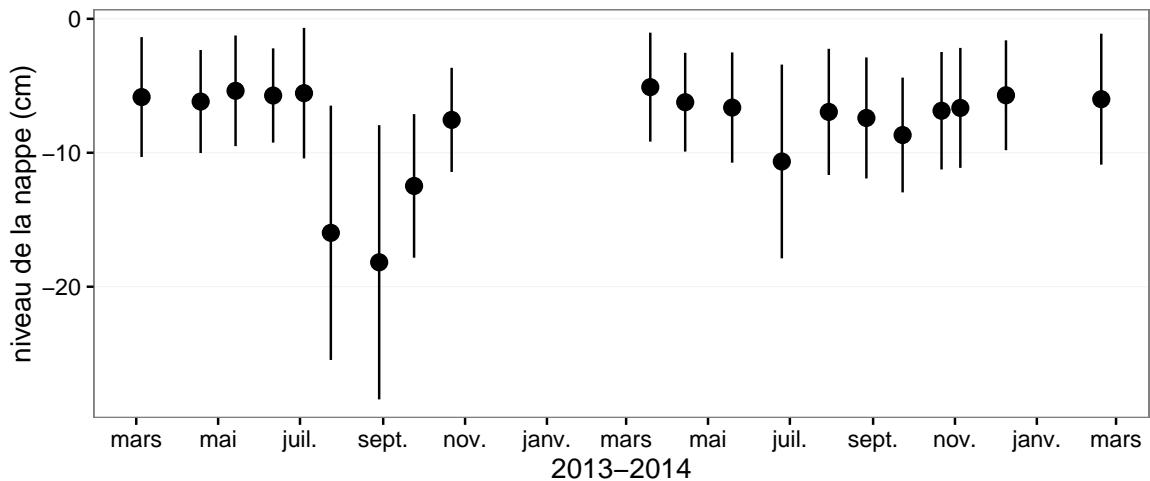


FIGURE 3.4 – Évolution du niveau de la nappe moyen des 20 embases mesuré pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

## 899 3.3 Résultats

### 900 3.3.1 Cinétique des facteurs contrôlant et des flux sur la tour- 901 bière de La Guette

#### 902 Les Facteurs contrôlant

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

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

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

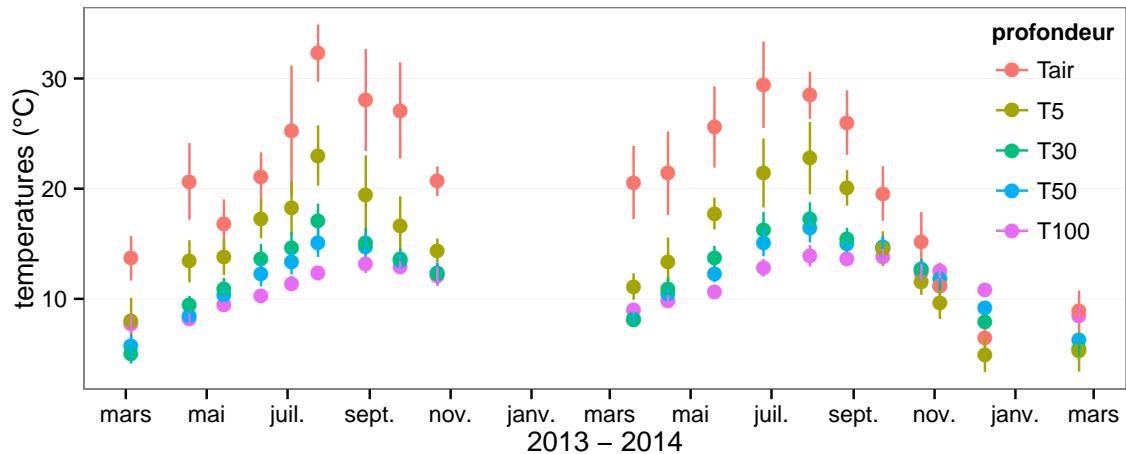


FIGURE 3.5 – Évolution des températures de l'air (Tair) et du sol à  $-5$ ,  $-30$ ,  $-50$  et  $-100$  cm (T5, T30, T50 et T100 respectivement) moyenne mesurée lors des campagnes de terrain de mars 2013 à février 2015

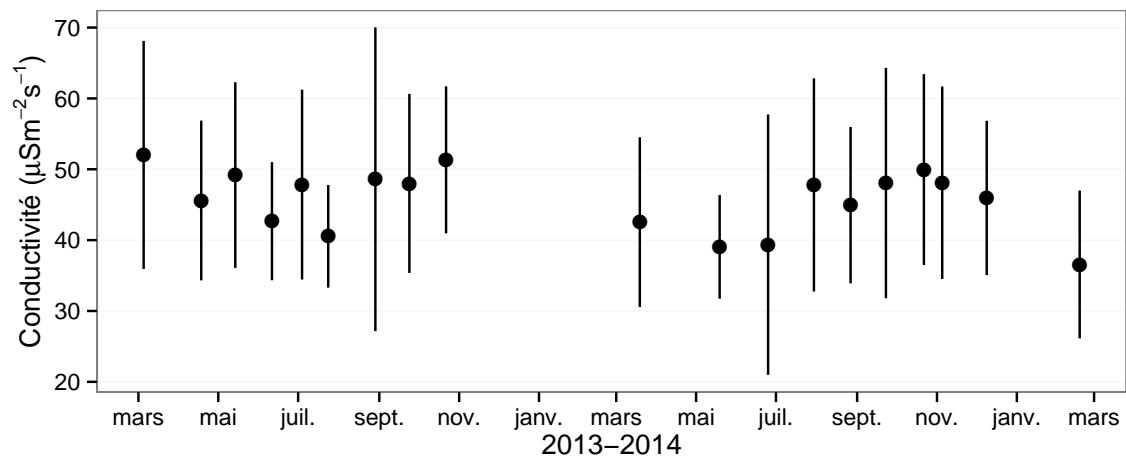


FIGURE 3.6 – Évolution de la conductivité pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

### 3.3. Résultats

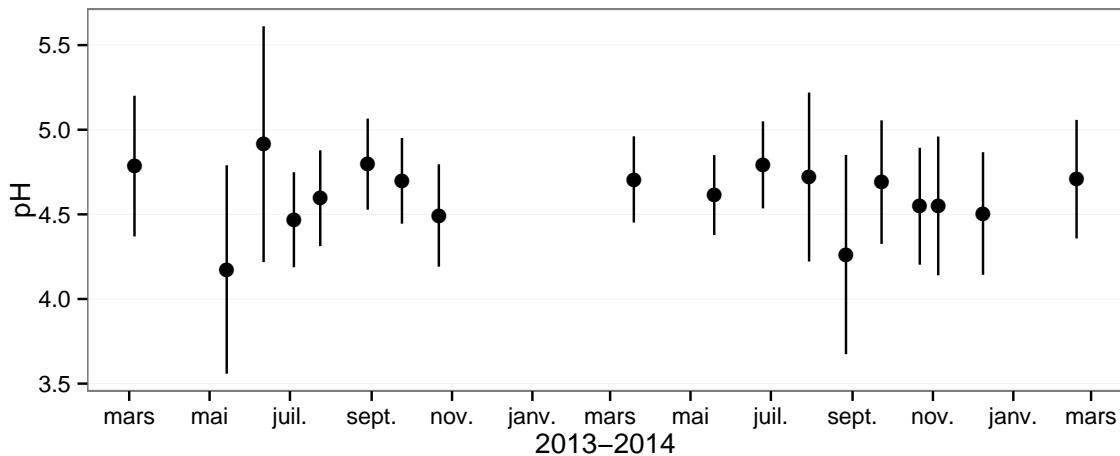


FIGURE 3.7 – Évolution du pH pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

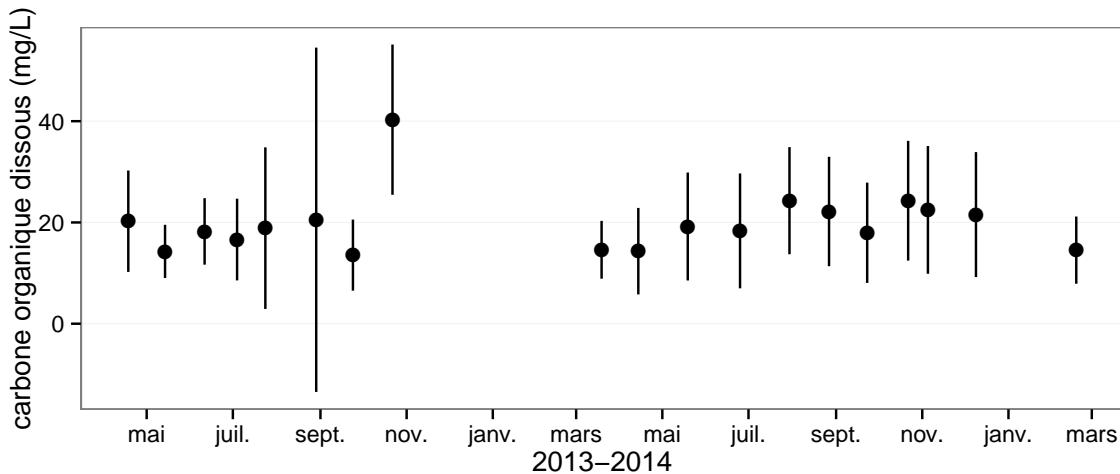


FIGURE 3.8 – Évolution de la concentration en carbone organique dissous dans l'eau du sol pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

915 En moyenne le pH mesuré sur la tourbière de La Guette est compris entre 4 et 5

916 (figure 3.7). Ces valeurs sont cohérentes avec la classification en *poor-fen* du site .

917 La concentration en carbone organique dissous présente dans l'eau de la tourbière

918 est compris en moyenne entre 10 et 30 mg L<sup>-1</sup> (figure 3.8).

### 919 Les flux de carbone

920 L'ensemble des mesures de CO<sub>2</sub> s'étendent de mars 2013 à février 2015. Cependant

921 de novembre 2013 à février 2014 les mesures ont été interrompues suite à des problèmes

922 techniques. Les deux saisons de végétation, ont pu être mesurées dans leur ensemble,

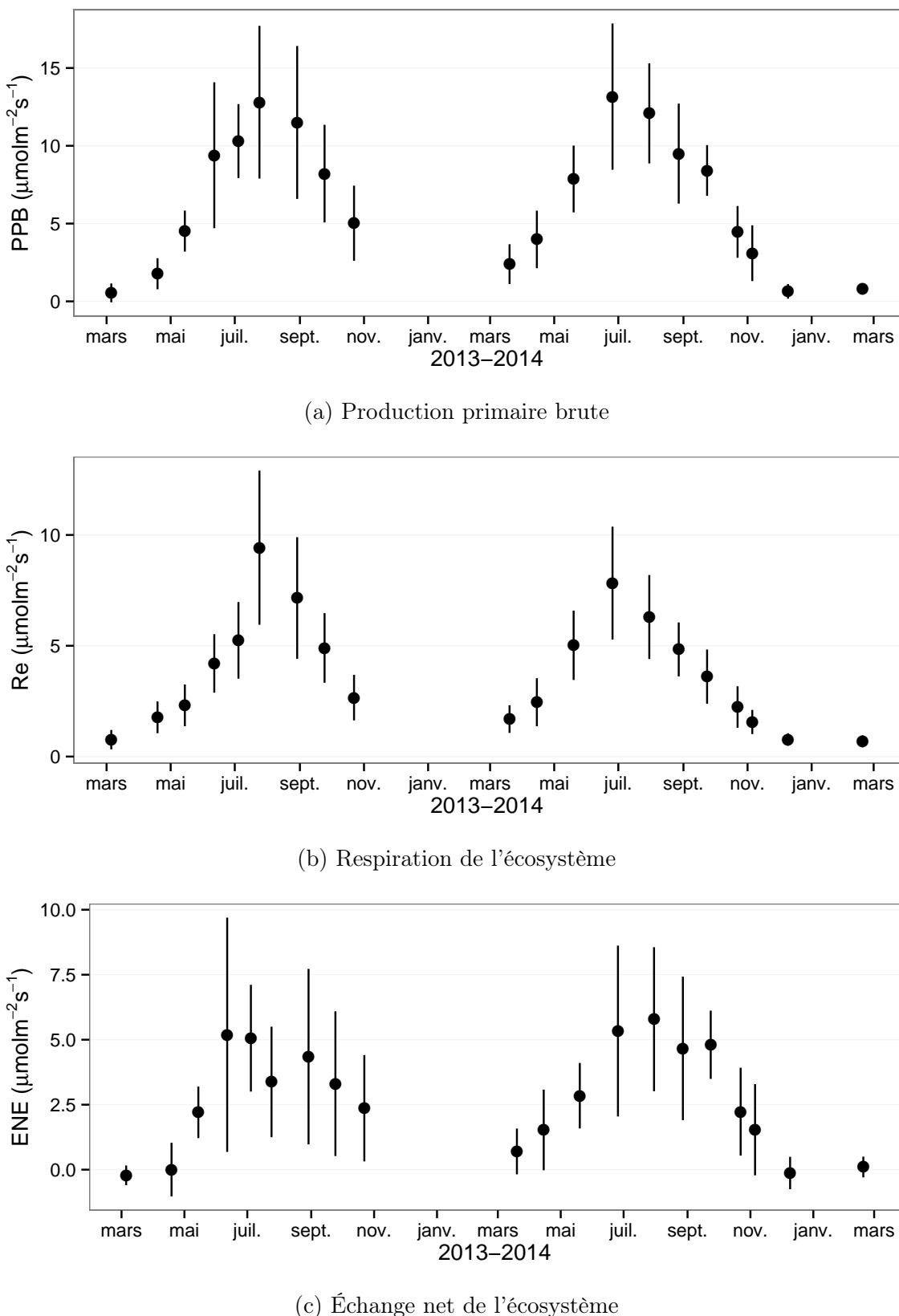


FIGURE 3.9 – Évolution du niveau de PPB, RE et ENE pendant la période de mesure. Moyenne des 20 embases de mars 2013 à février 2015.

### 3.3. Résultats

---

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

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

933 La RE (flux de CO<sub>2</sub> sortant de l'écosystème) en 2013 augmente pendant le prin-  
934 temps et une partie de l'été (Figure 3.9b). Elle atteint un maximum de  $9,43 \pm 3,48 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$   
935 en juillet avant de diminuer. En 2014 la RE atteint, comme la PPB, son maximum plus  
936 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  
937 des valeurs nulles. La moyenne annuelle de RE en 2013 est de  $4,27 \pm 3,16 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ,  
938 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).

939 Concernant l'ENE (bilan des flux de CO<sub>2</sub> entrant et sortant), elle augmente en 2013  
940 jusque  $5,19 \pm 4,51 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , avec un maximum en juin, avant de diminuer jusqu'à  
941 la fin de l'année. Cependant, cette baisse est moins uniforme que celle des deux flux  
942 précédents, avec notamment une augmentation de l'ENE entre juillet et août 2013.  
943 Ceci étant, il faut également noter les valeurs importantes de la déviation standard  
944 particulièrement en juin et en août. En 2014, l'ENE maximum est atteinte en juillet  
945 avec  $5,79 \pm 2,77 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  avant qu'elle ne décroisse. Cette baisse est cependant plus  
946 homogène qu'en 2013. les moyennes de l'ENE en 2013 et 2014 sont très proches sont  
947 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).

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

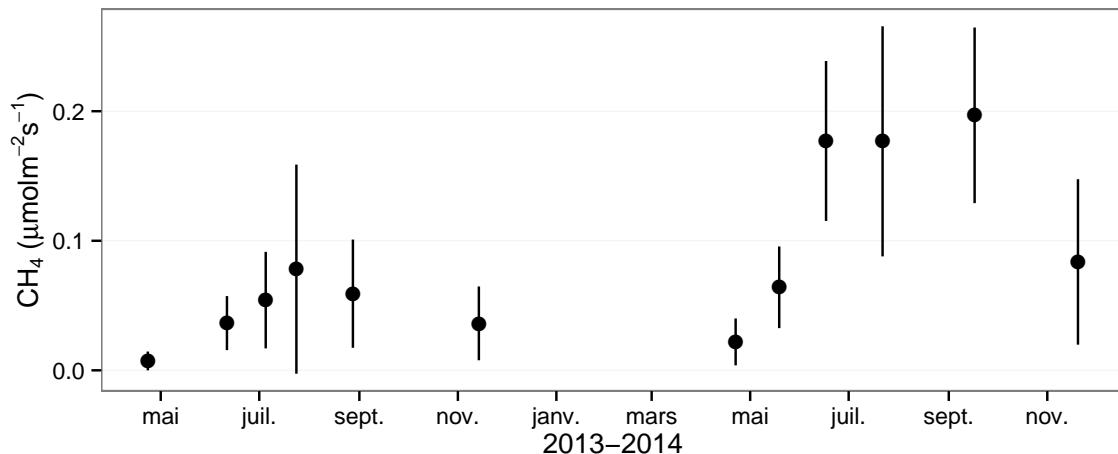


FIGURE 3.10 – Évolution des flux de méthane moyen (N?) pendant la période de mesure (mars 2013 – février 2015)

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

### 953 Les relations flux gazeux et facteurs contrôlant

954 Comme précisé précédemment, le niveau de la nappe n'a que peu varié pendant les  
 955 deux années de mesures. De ce fait aucune relation claire ne se distingue entre les flux  
 956 et le niveau de la nappe que ce soit pour le  $\text{CO}_2$  (PPB et RE) ou le  $\text{CH}_4$  (Figure 3.11).  
 957 La PPB et la RE présentent cependant des relations avec la température de l'air,  
 958 et l'indice de végétation, même si pour ce dernier les tendances sont moins claires,  
 959 particulièrement pour la RE (Figure 3.11). Le  $\text{CH}_4$  quant à lui ne présente pas de  
 960 relation avec la température de l'air, mais une tendance exponentielle est visible vis-à-  
 961 vis de l'indice de végétation (Figure 3.11). ( $\text{CH}_4$  et Température dans la tourbe ?)

### 962 3.3.2 Sélection des modèles

#### 963 La Production Primaire Brute

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

### 3.3. Résultats

---

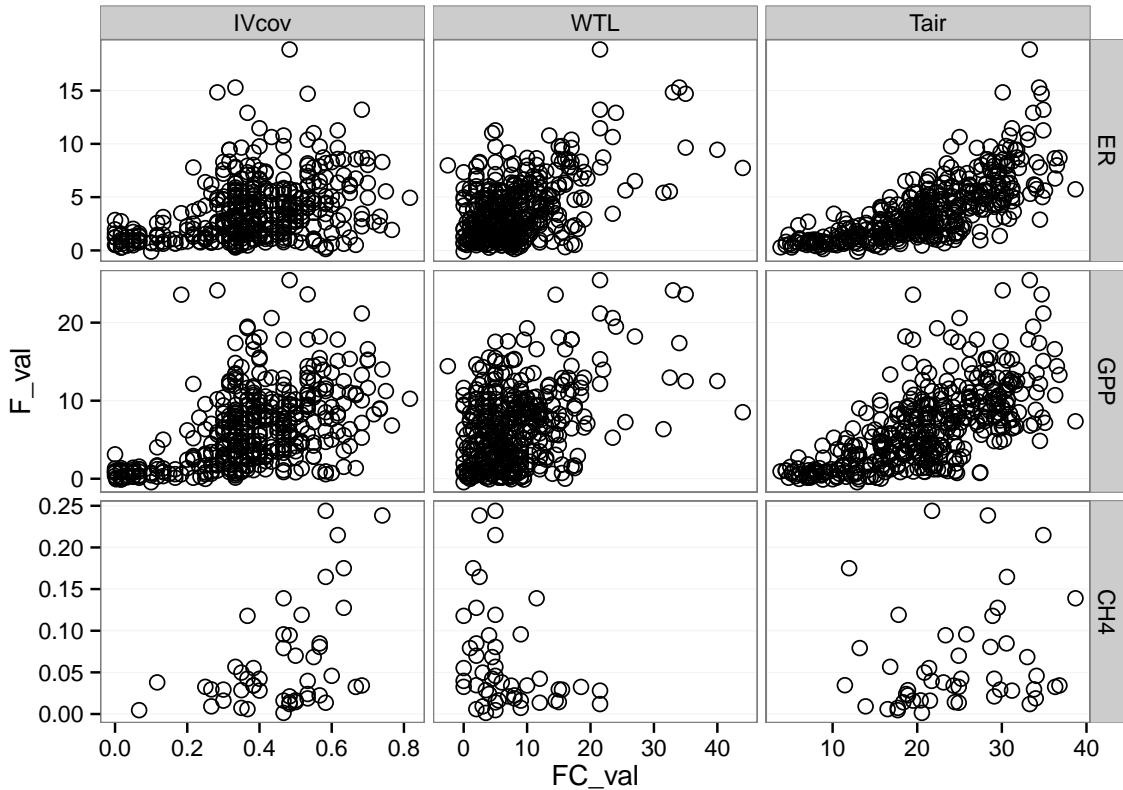


FIGURE 3.11 – Relations entre les flux de gaz et une sélection de facteurs contrôlant

<sup>968</sup> transport des électrons photosynthétiques à lumière saturante à la température :

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

<sup>969</sup> Avec a la vitesse de transport des électrons photosynthétique à lumière saturante, b  
<sup>970</sup> la température optimale pour ce transport et c la différence de température à laquelle  
<sup>971</sup> à laquelle PPB<sub>sat</sub> vaut e<sup>-1</sup> de sa valeur à la température optimale. À partir de ce  
<sup>972</sup> potentiel à lumière saturante, la PPB est estimée en prenant en compte la lumino-  
<sup>973</sup> sité. On utilise l'équation 3.2 proposée par (Bubier *et al.*, 1998) et régulièrement et  
<sup>974</sup> majoritairement utilisée (Bortoluzzi *et al.*, 2006; Worrall *et al.*, 2009) :

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

<sup>975</sup> L'utilisation de l'équation de June seule, avec la température de l'air comme variable  
<sup>976</sup> explicative de la PPB<sub>sat</sub>, permet d'expliquer 66 % des variations observées avec une

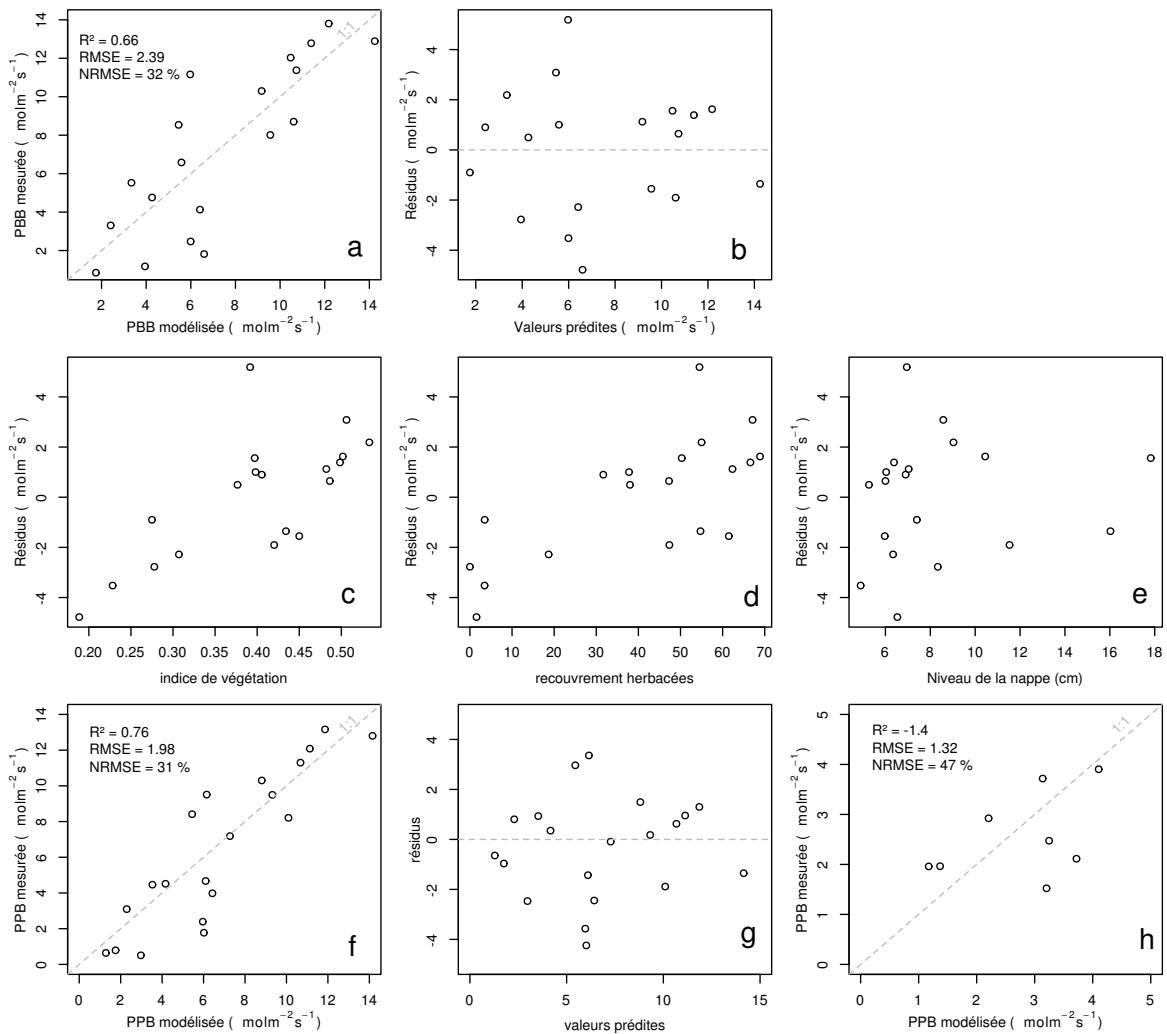


FIGURE 3.12 – PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.1

### 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

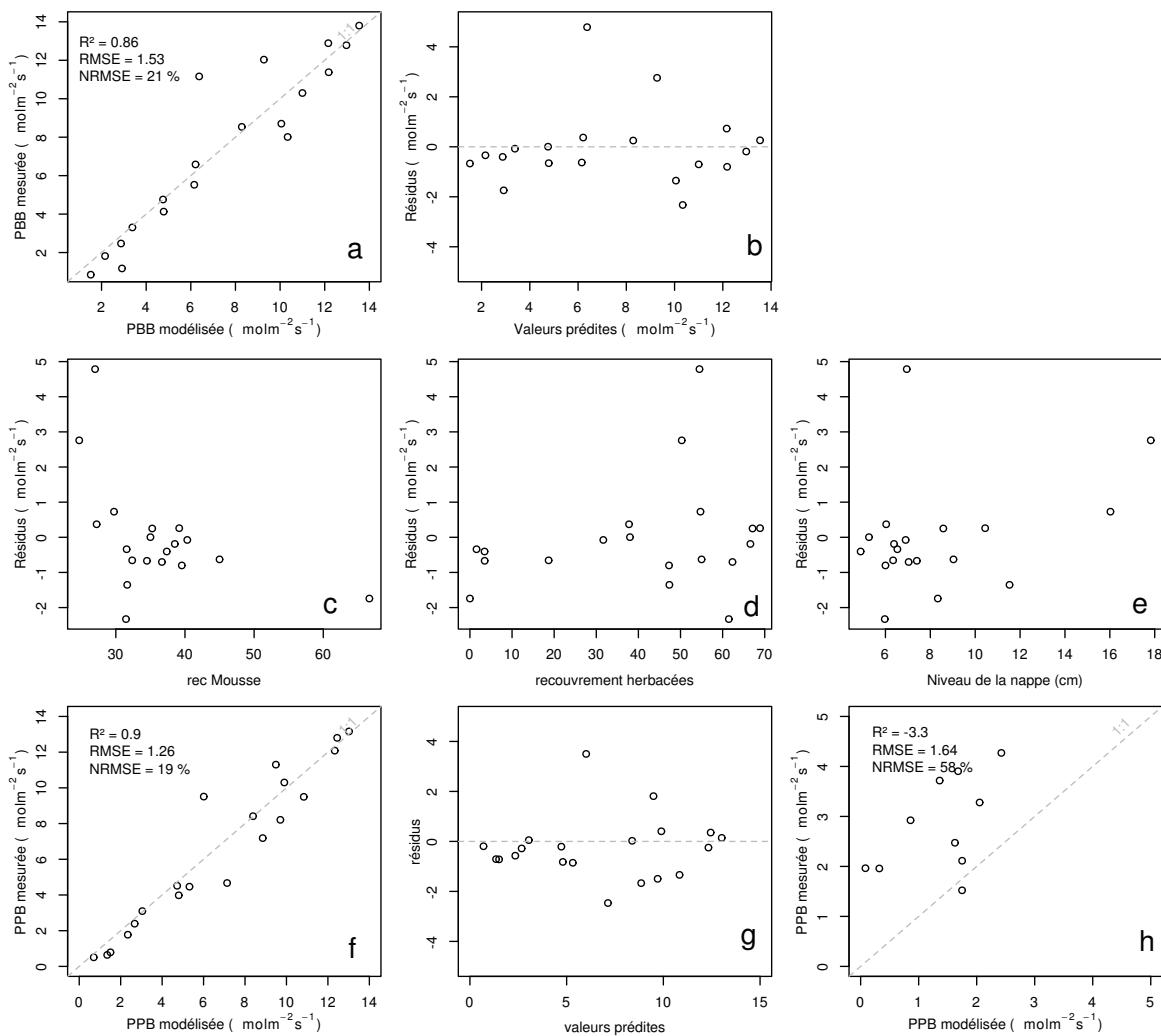


FIGURE 3.13 – PPBsat modèles Tair utilisant l'équation 3.3

### 3.3. Résultats

1004 comme pour PPB l'erreur standard diminue avec l'ajout de l'indice de végétation lors  
1005 de la calibration. En revanche, l'évaluation sur les données de test de ce dernier modèle  
1006 montre une erreur importante (58 %), supérieure à celle du modèle ne prenant pas en  
1007 compte la végétation. Cette évaluation montre également une tendance importante à  
1008 sous-estimer les valeurs mesurées. Néanmoins ce modèle intégrant la végétation permet  
1009 de diminuer de façon importante l'erreur standard associée à l'estimation des para-  
1010 mètres de l'équation. Dans la suite du texte le modèle permettant d'estimer la PPB à  
1011 partir des équations 3.1 et 3.2 sera nommé PPB-1 et celui utilisant les équations 3.3 et  
1012 3.2 sera nommée PPB-2.

#### **1013 La Respiration de l'Écosystème**

1014 L'estimation de la RE s'effectue avec l'équation :

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

1015 La température de l'air utilisée dans un modèle exponentiel permet d'expliquer 90 %  
1016 des variations de la respiration de l'écosystème avec une erreur standard de 18 % (Fi-  
1017 gure 3.14-a). Les résidus de cette équation semblent répartis de façon non-biaisée, pas  
1018 de tendance dans le nuage de point (Figure 3.14-b). L'évaluation de ce modèle montre  
1019 une erreur standard de 35 % avec une tendance à sous-estimer les valeurs mesurées.  
1020 Une légère tendance, moins claire que pour la PPBsat, est visible entre les résidus et  
1021 l'indice de végétation ainsi qu'avec le recouvrement de la strate herbacée. Très souvent  
1022 utilisée, la température à -5 cm donne des résultats proche mais moins bons notam-  
1023 ment avec une hétéroscédasticité des résidus (**Fig Annexe ?** nope : M&M). On adapte  
1024 l'équation 3.4 pour intégrer le signal de végétation :

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

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

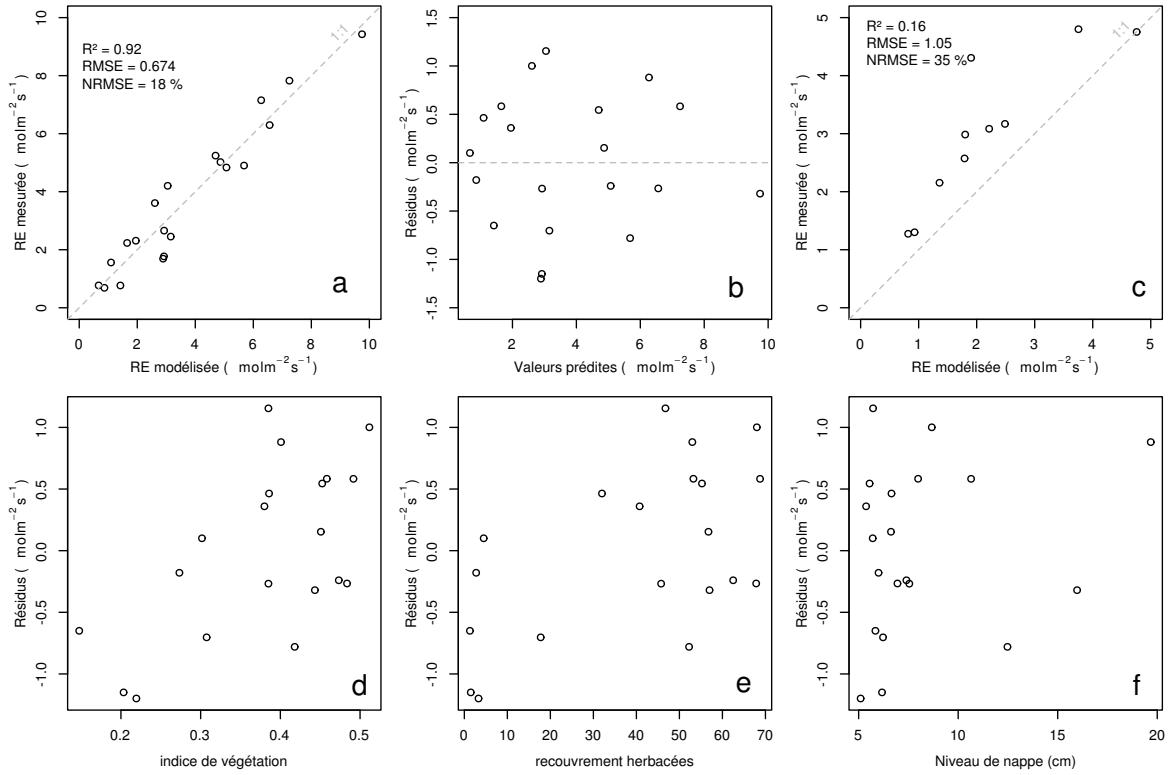


FIGURE 3.14 – RE modèles avec Tair

1025 Les calibrations de ces nouvelles équations sont présentées dans la figure 3.14-a,b et  
 1026 3.14-d,e respectivement. Dans les deux cas, l'erreur diminue pour avoisiner 13 %, avec  
 1027 des résidus qui se répartissent de façon non-biaisée. L'évaluation de ces deux équations  
 1028 montre cependant des différences : D'un côté l'équation 3.5 ne permet pas de diminuer  
 1029 l'erreur standard qui vaut 34 %, et est donc très proche des 35 % calculé pour l'évalu-  
 1030 ation du modèle n'intégrant pas la végétation. De l'autre l'évaluation de l'équation 3.6  
 1031 montre une erreur standard plus faible s'établissant à 23 %. Les paramètres des diffé-  
 1032 rentes équations sont présentés dans le tableau 3.1, les modèles RE-1, RE-2, et RE-3  
 1033 correspondent respectivement aux équations 3.4, 3.5 et 3.6. À l'inverse de la PPB les  
 1034 paramètres des modèles de la RE ont, à l'exception du paramètre c du modèle RE-2,  
 1035 une significativité importante et une erreur standard faible.

### 1036 Le flux de CH<sub>4</sub>

1037 Les relations entre les facteurs contrôlant mesurés et le CH<sub>4</sub> sont moins claires que  
 1038 celles concernant le CO<sub>2</sub>. La corrélation la plus importante est liée à la végétation ( $R^2$

### 3.3. Résultats

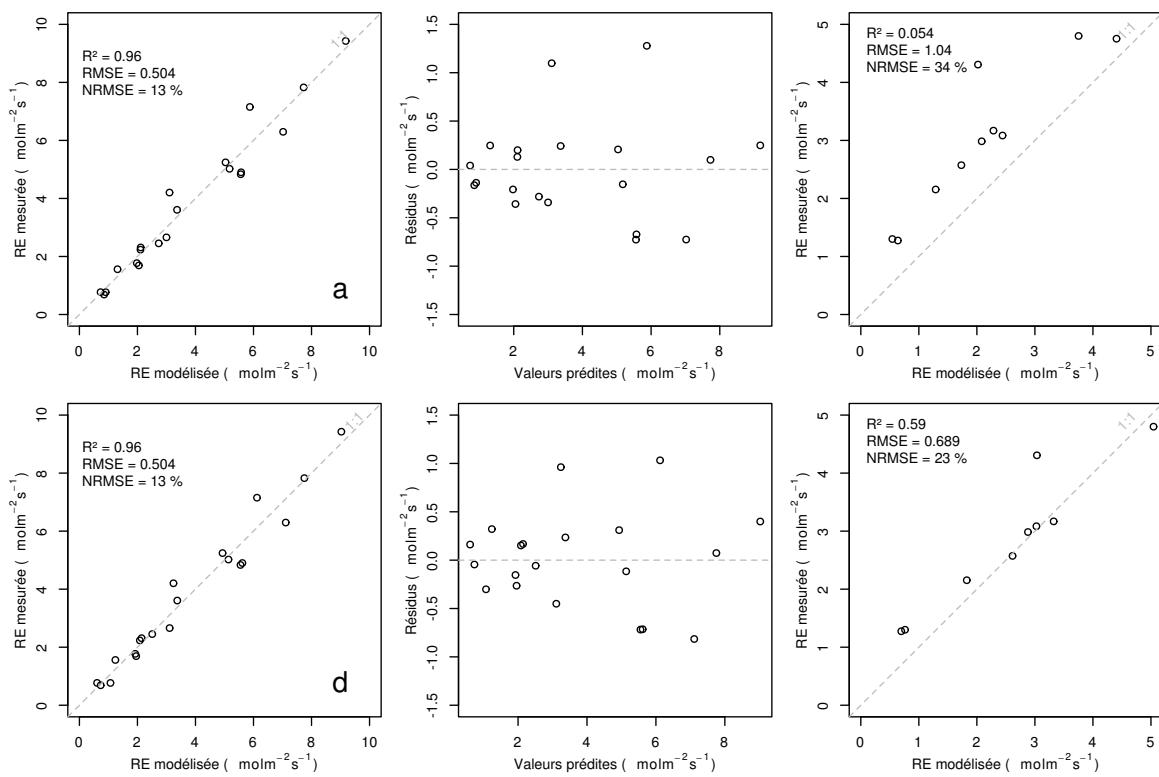


FIGURE 3.15 – RE modèles avec Tair

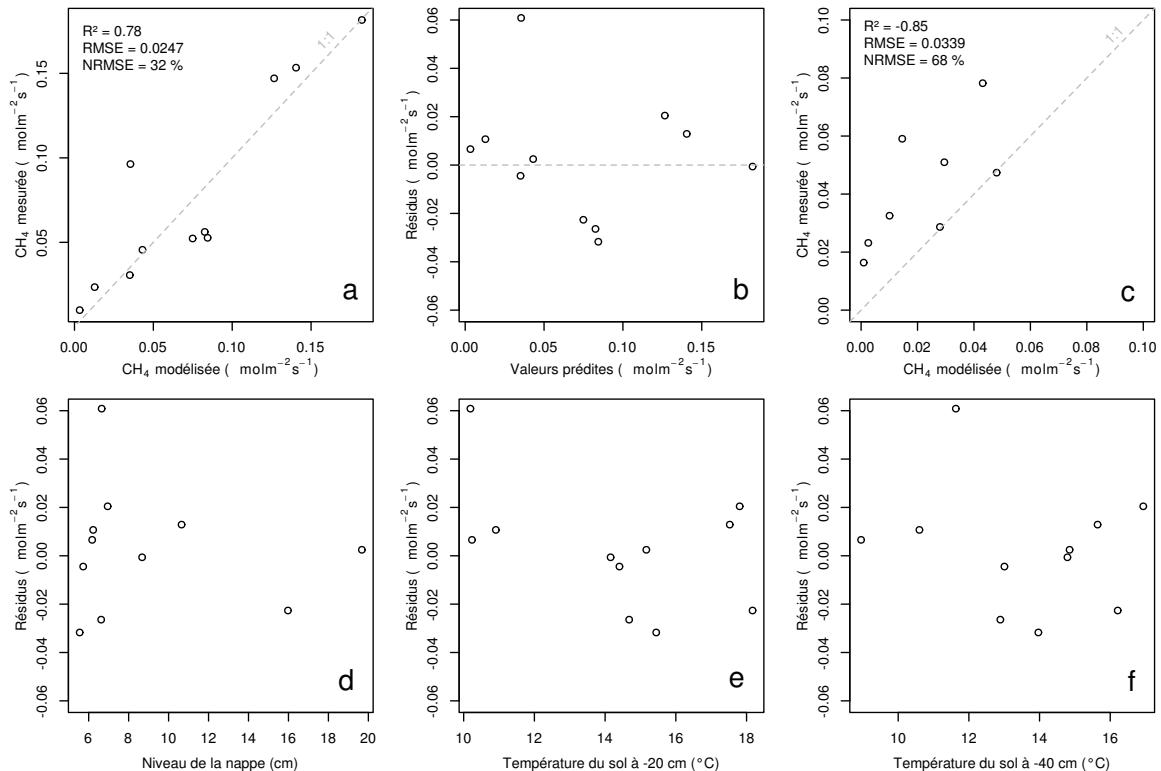


FIGURE 3.16 – CH<sub>4</sub> modèle H

1039 = **XX**,Figure 3.11). le CH<sub>4</sub> est également corrélé avec les températures, faiblement avec  
 1040 les températures de surface, mais de manière plus importante avec les températures du  
 1041 sol à plus forte profondeur ( $R^2 = \text{XX}$ ,Figure 3.11). Enfin il est anti-corrélé ( $R=-0.51$ )  
 1042 avec le niveau de la nappe. Les relations CH<sub>4</sub> et végétation ont donc pu être modélisées  
 1043 avec

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

1044 Avec les données acquises, l'indice de végétation est le meilleur prédicteur (Fi-  
 1045 gure 3.16), il explique 78 % de la variabilité du CH<sub>4</sub> avec une erreur standard de 32 %.  
 1046 Aucune tendance ne semble se dégager entre les résidus de cette équation et les facteurs  
 1047 contrôlant mesurés. L'évaluation de cette équation montre une tendance à sous-estimer  
 1048 les flux de CH<sub>4</sub> et une erreur standard qui double par rapport à la phase de calibration  
 1049 en atteignant 68 %. Les détails de l'estimation des paramètres de l'équation 3.7 est  
 1050 visible dans le tableau 3.1 sous le nom FCH4.

### 1051 Le COD

#### 1052 3.3.3 Le bilan de carbone de la tourbière de La Guette à l'échelle 1053 de l'écosystème

1054 L'interpolation des flux de PPB montrent une variabilité saisonnière proche de  
 1055 celle mesurée sur le terrain (Figure 3.17). Les valeurs mesurées les plus grandes (partie  
 1056 supérieure de la barre rouge sur la figure 3.17) ne semblent pas atteinte par le modèle  
 1057 PPB-2 à l'inverse du modèle PPB-1 (courbes noires sur la figure 3.17). Dans les deux  
 1058 cas les modèles semblent sur-estimer la valeur de PPB mesurées fin 2014.

1059 Pour la RE, l'interpolation suit également les variations saisonnières mesurées men-  
 1060 suellement (Figure 3.18). Les gammes de valeurs mesurées sont très proche des gammes  
 1061 interpolées : les valeurs interpolées fluctuent dans les limites des barres d'erreurs. L'in-  
 1062 terpolation des flux de la RE est très proche quel que soit le modèle utilisé (Figure 3.18).  
 1063 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

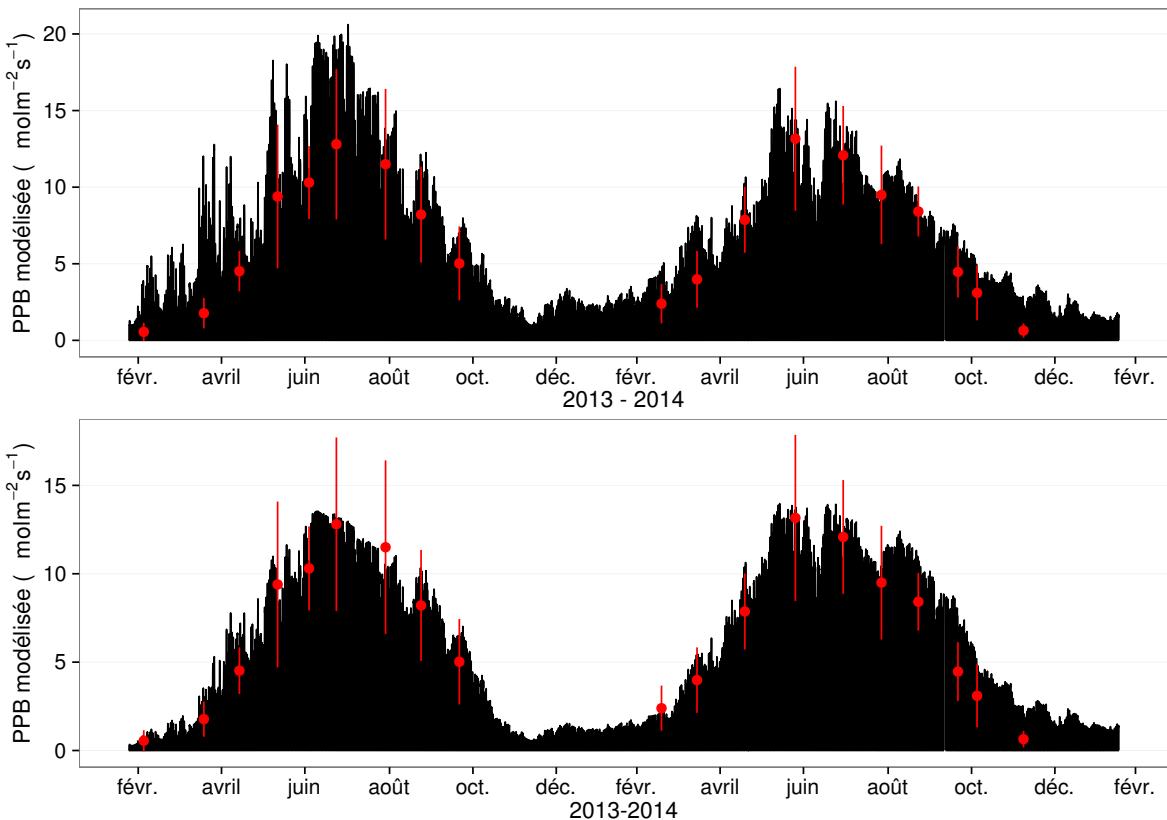


FIGURE 3.17 – Flux de CO<sub>2</sub> interpolé à partir de PPB-1 et PPB-2

<sup>1064</sup> modélisée en 2013 par rapport au modèle RE-1.

<sup>1065</sup> Les flux de CH<sub>4</sub> interpolés (Figure 3.19), suivent également une cyclicité saisonnière.

<sup>1066</sup> L'estimation du CH<sub>4</sub> semble rendre compte dans les grandes lignes de la différence de

<sup>1067</sup> flux mesurée entre 2013 et 2014.

<sup>1068</sup> Les flux interpolés à l'heure puis sommés par années sont présentés dans le ta-

<sup>1069</sup> bleau 3.2 pour les différents modèles. Sur les deux années, selon le modèle utilisé, le

<sup>1070</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>1071</sup> PPB-1 respectivement. Dans le détail on observe une différence entre les deux modèles :

<sup>1072</sup> Celui utilisant uniquement la température de l'air (PPB-1) présente un stockage plus

<sup>1073</sup> important en 2013 qu'en 2014. Tandis que le modèle prenant en compte la végétation

<sup>1074</sup> (PPB-2) stocke moins de carbone en 2013 qu'en 2014. L'intégration de la végétation

<sup>1075</sup> minimise également l'erreur standard de l'estimation, la divisant approximativement

<sup>1076</sup> par deux.

<sup>1077</sup> La différence de comportement, entre les années de mesures, liée à l'intégration de

### 3.3. Résultats

---

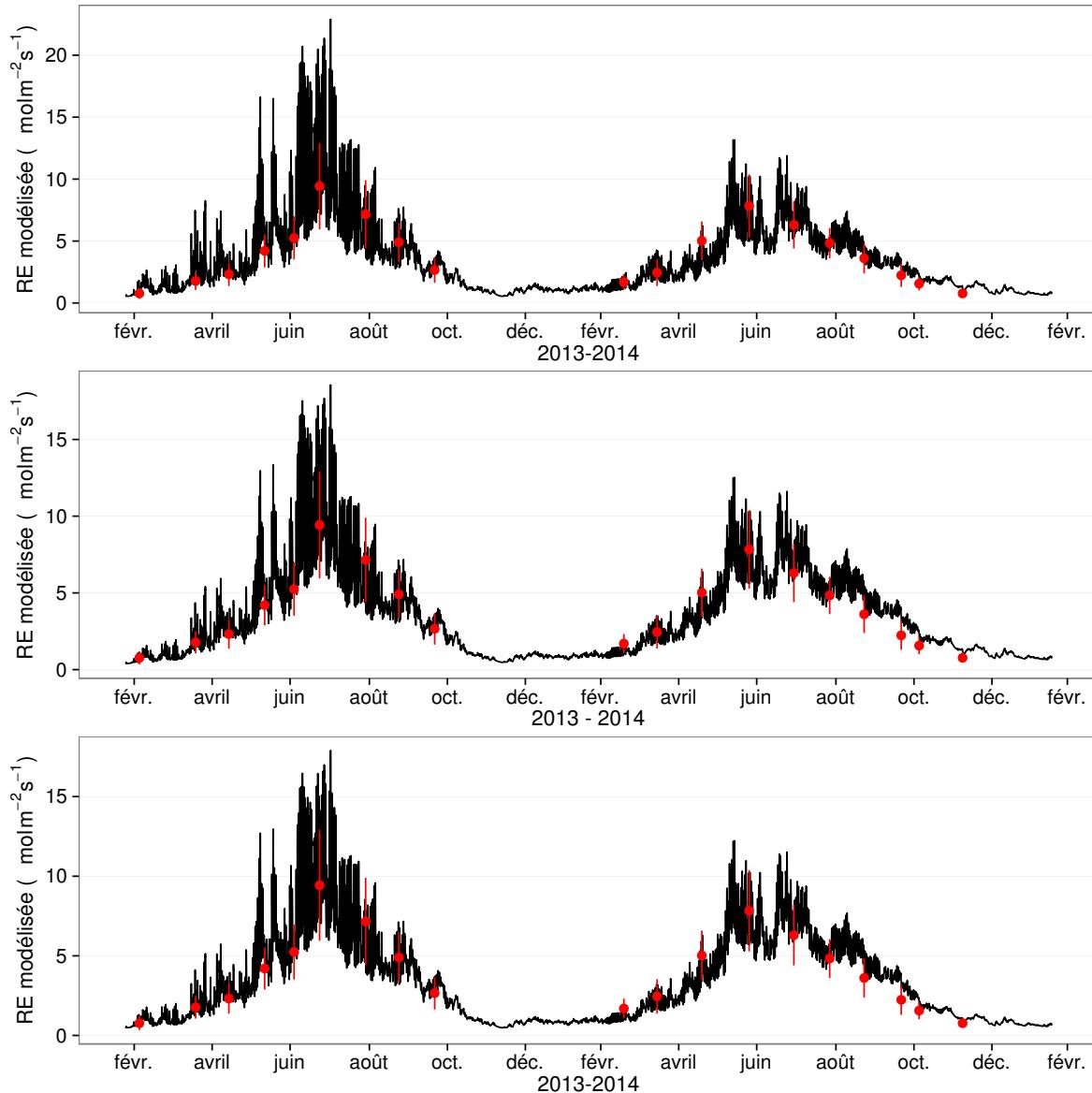


FIGURE 3.18 – Flux de CO<sub>2</sub> interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3

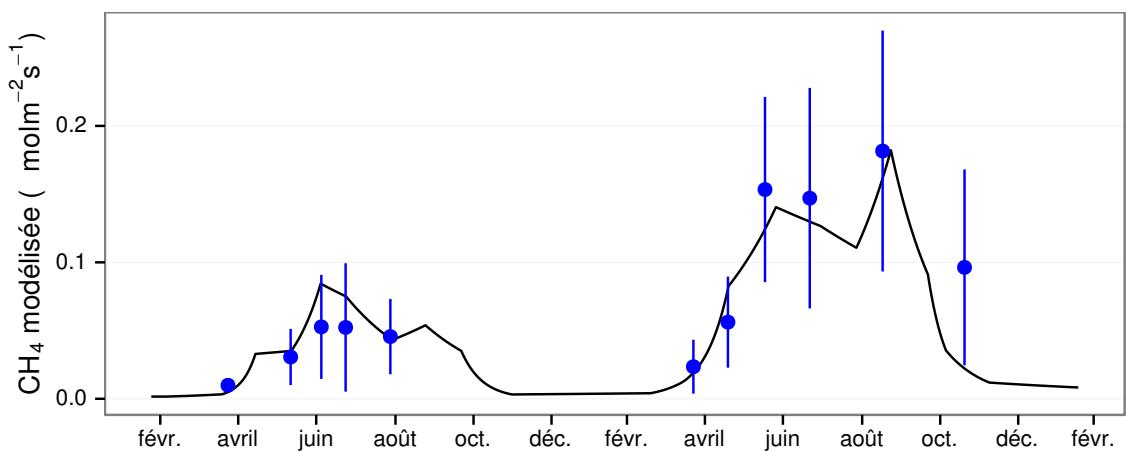


FIGURE 3.19 – Flux de CO<sub>2</sub> interpolé à partir de RE-1, RE-2 et RE-3

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

1078 la végétation est également visible sur l'estimation de la RE. La prise en compte de la  
 1079 végétation (modèles RE-2 et RE-3) conduit à une respiration plus forte en 2014 qu'en  
 1080 2013 à l'inverse de RE-1. La différence entre l'estimation de la RE en 2013 et en 2014  
 1081 diminue avec l'intégration de la végétation. Elle passe de 102 pour RE-1 à 78 puis  
 1082 41 pour RE-2 et RE-3. Malgré ces différences, on observe une grande proximité dans  
 1083 les valeurs des flux interpolés sur les 2 années, quel que soit le modèle, avec un écart  
 1084 maximum de 25 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>.

1085 Les flux de CH<sub>4</sub> estimés ont une erreur importante et sont beaucoup plus faible que  
 1086 les flux de la PPB ou de la RE. Le flux de CH<sub>4</sub> est au moins deux fois plus important  
 1087 en 2014 qu'en 2013.

1088 Les bilans issus des différentes combinaisons de modèles (à l'exception de RE-3, non  
 1089 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>  
 1090 stocké dans la tourbière (tableau 3.3). L'intégration de la végétation dans la modélisa-  
 1091 tion de PPB fait baisser les bilans de carbone dans le négatif (système source) au-delà  
 1092 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.  
 1093 La différence sur les bilans quand les modèles de RE utilisent ou non la végétation est  
 1094 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					

### 1095 Évaluation du bilan

1096 L'analyse de sensibilité, consistant à faire varier chaque paramètre des modèles  
 1097 de  $\pm 10\%$ , les combinaisons de modèles PPB-1, PPB-2, RE-1 et RE-3 ont été testé  
 1098 (Tableau 3.4). Le modèle RE-2, très proche du modèle RE-3 n'a pas été testé. **Attente**  
 1099 **du COD, les valeurs du tableau sont fausse pour le moment**

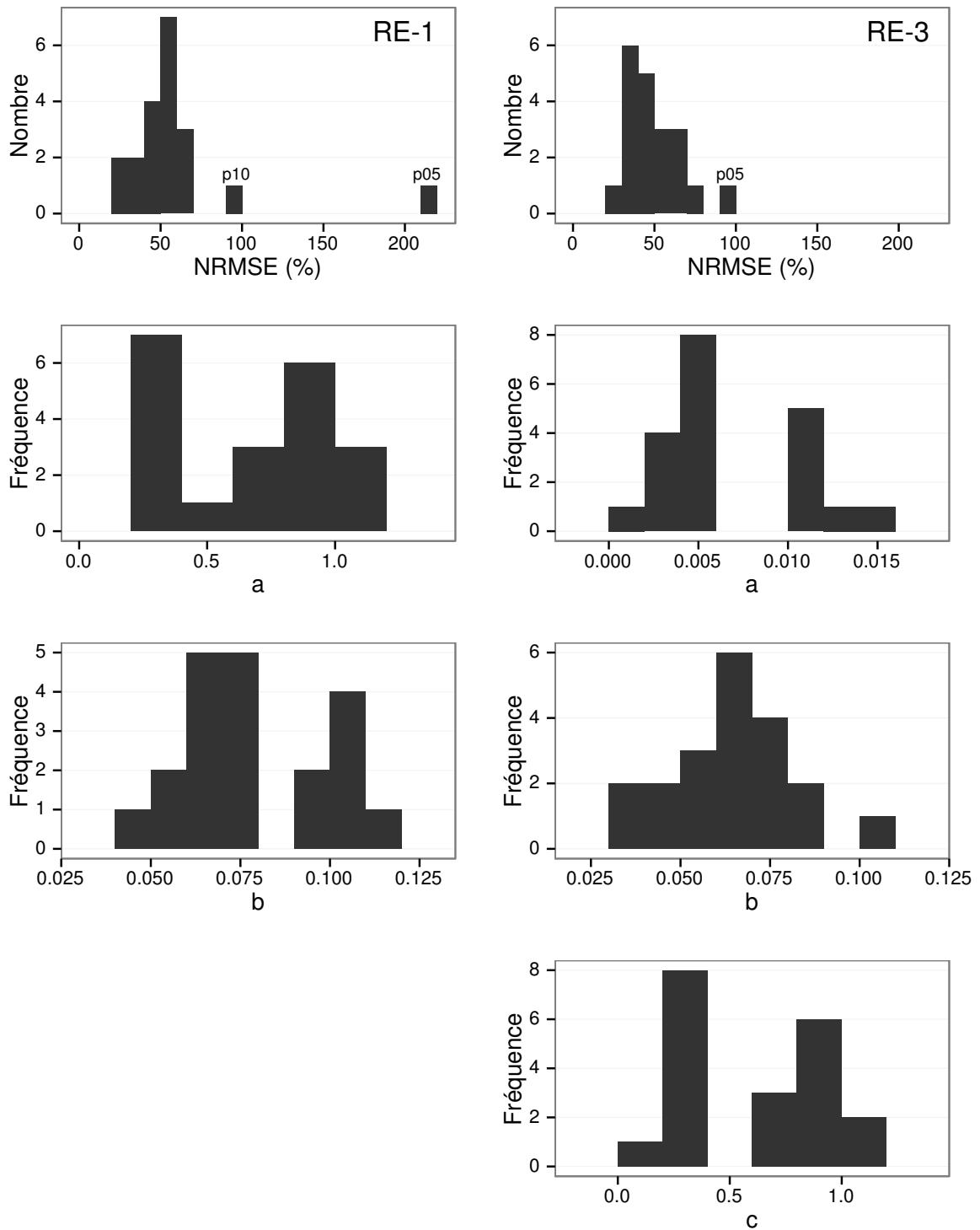


FIGURE 3.20 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres des modèles RE-1 et RE-3

### 3.3. Résultats

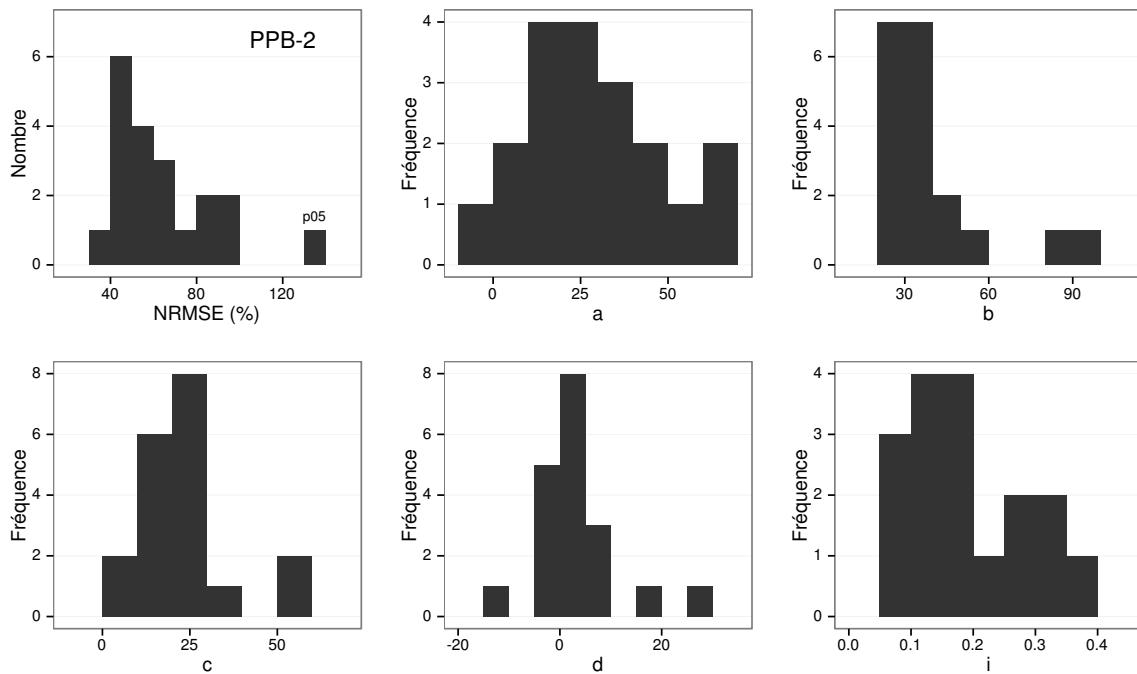


FIGURE 3.21 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2

#### 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-

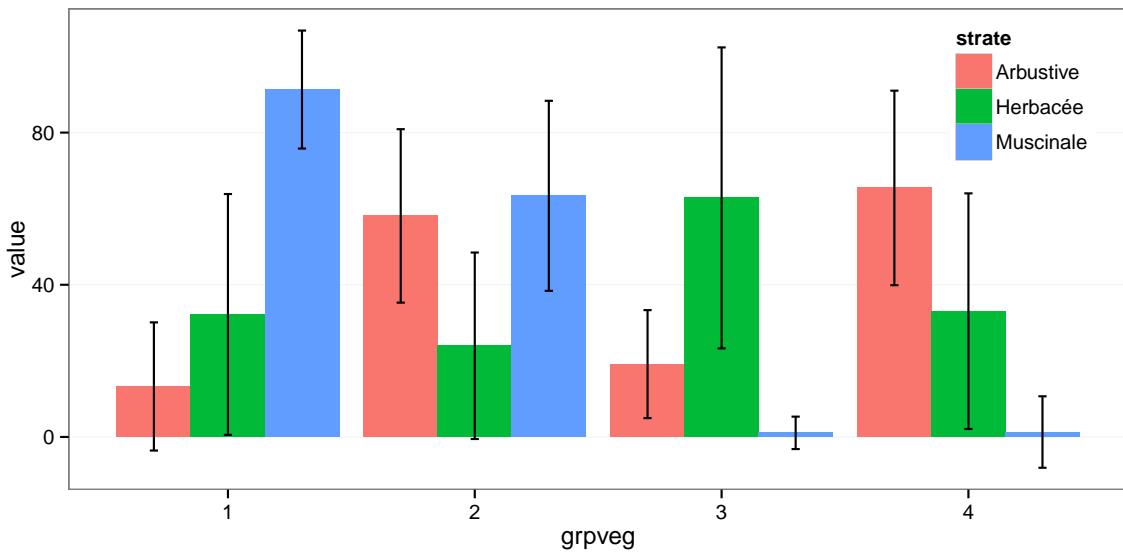


FIGURE 3.22 – Distribution de l'erreur standard par placette et des paramètres du modèle PPB-2

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>.

<sub>1123</sub> Modélisation par placette

<sub>1124</sub> Corrélation avec facteurs contrôlant

## <sub>1125</sub> 3.4 Discussion

### <sub>1126</sub> 3.4.1 Estimations des flux

#### <sub>1127</sub> PPB

<sub>1128</sub> L'estimation des flux de PPB, est comprise entre 957 et 1322 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> selon  
<sub>1129</sub> l'année et le modèle utilisé. Ces valeurs sont très élevées comparées à des tourbières  
<sub>1130</sub> boréales comme celles étudiées par ([Trudeau et al., 2014](#)) ou encore ([Peichl et al., 2014](#))  
<sub>1131</sub> dont les valeurs de PPB sont respectivement comprise entre 123 et 131 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>  
<sub>1132</sub> et entre 203 et 503 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>. Une première hypothèse permettant d'expliquer une  
<sub>1133</sub> telle différence, est la différence entre les températures moyennes sur les sites. -4,3 °C  
<sub>1134</sub> et 1,2 °C respectivement pour [Trudeau et al. \(2014\)](#) et [Peichl et al. \(2014\)](#). Ces tem-  
<sub>1135</sub> pératures sont bien plus faible pour les sites des études pré-citées que sur la tourbière  
<sub>1136</sub> de La Guette. Une seconde hypothèse, qui n'exclue pas la première, serait la com-  
<sub>1137</sub> position végétale de ces sites. La tourbière de La Guette envahie par une végétation  
<sub>1138</sub> vasculaire, notamment herbacée, est plus proche d'une prairie tourbeuse que d'une tour-  
<sub>1139</sub> bière boréale. En effet les valeurs observées à La Guette sont comparables à ce type  
<sub>1140</sub> d'écosystèmes. [Jacobs et al. \(2007\)](#) estiment des valeurs de PPB comprises entre 400 et  
<sub>1141</sub> 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  
<sub>1142</sub> hollandaises. Sur des écosystèmes similaires, au Danemark, ([Görres et al., 2014](#)) trouve  
<sub>1143</sub> des valeurs de PPB plus importantes encore, entre 1555 et 2590 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>. Il appa-  
<sub>1144</sub> rait cohérent que la tourbière de La Guette, par sa position géographique, et donc le  
<sub>1145</sub> climat qu'elle subit, mais également par sa problématique d'envahissement important  
<sub>1146</sub> par une végétation vasculaire notamment herbacée, s'approche en termes de flux de  
<sub>1147</sub> site tourbeux drainés pour les utiliser comme prairie.

1148 Le modèle PPB-1 a une incertitude importante sur l'estimation de ses paramètres.  
1149 L'apport de l'indice de végétation dans l'estimation de la PPB est important lors de la  
1150 phase de calibration. Il permet de diminuer l'incertitude sur les paramètres du modèles,  
1151 d'augmenter leur significativité et d'améliorer la représentativité des données mesurées.  
1152 L'intégration de la végétation aux modèles d'estimation de la PPB est rarement réalisé  
1153 ([Bortoluzzi \*et al.\*, 2006; Görres \*et al.\*, 2014](#)), probablement à cause de la difficulté à  
1154 prendre en compte ce signal aux sources multiples. Malgré cette amélioration lors de la  
1155 calibration, lorsqu'il est évalué sur un jeu de données indépendant, le modèle PPB-2 à  
1156 une erreur standard plus importante que celle du modèle PPB-1. L'apport de cet indice  
1157 dans l'estimation de la PPB n'est donc pas généralisable. Bien que rarement faite à  
1158 cause de la rareté des données, l'évaluation des modèles est cependant d'un intérêt  
1159 majeur afin de confirmer ou d'infirmer l'apport de l'ajout d'un prédicteur à un modèle,  
1160 particulièrement si l'on souhaite l'extrapoler.

1161 Les différences observées selon la façon d'estimer la PPB peuvent paraître impor-  
1162 tante, néanmoins elles sont du même ordre de grandeur que celle rencontré par [Worrall](#)  
1163 *et al.* ([2009](#)) qui compare différentes façons de modéliser des flux de gaz avec des équa-  
1164 tions différentes (et non pas juste des variations sur un type de modèle). Ces différences  
1165 sont également liées à l'importance des flux qui font que, surtout dans le cas de mo-  
1166 dèles exponentiels, de faibles variations peuvent avoir des effets importants comme en  
1167 témoigne l'analyse de sensibilité des paramètres du modèle ([Tableau 3.4](#)).

1168 **Discussion 2013-2014 ?** Dans le détail l'intégration de l'indice de végétation à un  
1169 effet beaucoup plus important en 2013, avec un flux qui diminue de  $365 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ,  
1170 qu'en 2014 où la baisse n'est que de  $74 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ .

## 1171 RE

1172 De la même façon que pour la PPB, les flux de la RE sont important si on les  
1173 compare à des tourbières boréales et s'approchent davantage des flux mesurés dans  
1174 les prairies sur sols tourbeux. La Re sur la tourbière de La Guette, comprise entre  
1175 1232 et  $1337 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  est plus importante que celle observée par ([Peichl \*et al.\*,](#)

### 3.4. Discussion

---

1176 2014; Trudeau *et al.*, 2014) (pour reprendre les études citées précédemment) qui s'éta-  
1177 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  
1178 sont en revanche plus faible que celle mesurées par (Jacobs *et al.*, 2007), entre 500 et  
1179 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>.

1180 À l'inverse de la PPB, l'intégration de la végétation pour modéliser la RE n'amé-  
1181 liore que peu l'estimation de la RE lors de la phase de calibration : la différence entre  
1182 les valeurs d'erreur standard est de 5 %. En revanche lors de la phase d'évaluation,  
1183 l'utilisation du recouvrement des herbacées semble améliorer l'estimation de façon plus  
1184 importante avec une différence de 11 % entre les valeurs d'erreur standard. Contraî-  
1185 rement à la PPB la différence apportée par l'intégration de la végétation (RE-2 ou  
1186 RE-3) est du même ordre de grandeur en 2013 et en 2014. Sur les 2 années, l'effet  
1187 de l'intégration de la végétation est limité avec une différence de 25 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup> au  
1188 maximum (entre ER-1 et ER-3), soit moins de 2 % du flux. Encore une fois l'intérêt  
1189 de l'évaluation est mis en avant puisqu'il permet de distinguer des modèles très proche  
1190 lors de la calibration.

1191 Les incertitudes sur l'estimation des paramètres RE sont beaucoup moins impor-  
1192 tante que celle de la PPB. L'estimation des paramètres des modèles, à l'exception du  
1193 paramètre c du modèles RE-2, ont une p-value inférieure à 0.05. L'erreur calculée lors  
1194 de l'évaluation de ces modèles, si elle augmente par rapport à la calibration, reste  
1195 faible particulièrement pour le modèle RE-3 où elle vaut moins de 25 %. La RE semble  
1196 donc mieux contrainte que la PPB, avec une estimation des paramètres fiable et une  
1197 différence entre les estimations issues des modèles limitée.

### 1198 CH<sub>4</sub>

1199 Les flux de CH<sub>4</sub> sont faibles comparés aux flux de CO<sub>2</sub>. Les valeurs mesurées sont  
1200 plus forte que celles mesurés entre 0 et 0,03 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> par Bortoluzzi *et al.* (2006).  
1201 Pour 2013 les valeurs mesurées sont proches de celle mesurée par Long *et al.* (2010).  
1202 L'absence d'étiage en 2014 explique peut-être le doublement des flux... (**Réf needed**)

1203 La faible relation observée entre le niveau de la nappe et les flux de méthane va dans

1204 le même sens que les observations faites par [Trudeau \*et al.\* \(2012\)](#) et (à développer, de  
1205 ref ds trudeau2012)

1206 **COD**

1207 **3.4.2 Estimations des bilans**

1208 D'une manière générale, les bilans sont principalement contraints par les flux de  
1209 CO<sub>2</sub>, le CH<sub>4</sub> ne jouant qu'un rôle marginal en termes de quantité de carbone. Ces ob-  
1210 servations sont cohérentes avec d'autres études comme [Bortoluzzi \*et al.\* \(2006\); Worrall](#)  
1211 [et al. \(2009\)](#). La forte variabilité entre les différents bilans est à attribuer en grande  
1212 majorité à l'erreur sur l'estimation du flux de PPB.

1213 Selon le bilan considéré, la tourbière de La Guette stocke de faible quantité de C  
1214 de l'ordre d'une dizaine de grammes par mètre carré, ou émet du carbone dans l'at-  
1215 mosphère de l'ordre de XXà plus de 200 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>. Les estimations sont cohérentes  
1216 avec le fait que la tourbière de La Guette a subie un drainage à l'aval (fossé de la  
1217 départementale 926) induisant un envahissement par une végétation vasculaire.

1218 **3.4.3 Sensibilité et limitations du bilan**

1219 Les incertitudes les plus fortes du bilan sont sur les flux de CH<sub>4</sub> avec une erreur  
1220 standard de 32 % lors de la calibration et de 68 % lors de la validation. Cette différence  
1221 importante montre que l'estimation des flux de CH<sub>4</sub> à l'aide de l'indice de végétation  
1222 à permis l'estimation de sa contribution au bilan de carbone de l'écosystème pour les  
1223 années 2013 et 2014, mais que son utilisation dans d'autre conditions (année sèche,  
1224 haute MAT) est fortement limité. L'importance faible du CH<sub>4</sub> dans le bilan de carbone  
1225 de la tourbière rend ces erreurs moins critiques que celles faites sur l'estimation de la  
1226 PPB. Les incertitudes importantes sur la PPB, sont mises en évidence par les fortes  
1227 variations des flux interpolés selon l'équation utilisée. Elles sont la source des variations  
1228 observées en termes de bilan. L'ajout d'un indice de végétation diminue d'incertitude  
1229 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  $25 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ .

#### **1233 sensibilité du bilan au variation des paramètres**

**1234 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)

#### **1241 3.4.4 Représentativité locale du modèle**

**1242 Distribution des paramètres**

**1243 Pourquoi certaines placette mieux que d'autres**

**1244 Concernant la respiration la représentativité locale des modèles calibrés à l'échelle**  
**1245 de l'écosystème semble plus homogène pour le modèle RE-3 que pour le modèle RE-1.**

**1246 Une telle comparaison entre PPB-1 et PPB-2 n'a pas été possible car vu le faible**  
**1247 nombre de données et la qualité relative des modèles PPB par rapport aux modèles**  
**1248 RE, peu de modèles sont parvenus à converger pour PPB-1 (11 sur 20 placettes) et**  
**1249 pour PPB-2 (17 sur 20 placettes).**

#### **1250 3.4.5 Variation du bilan avec la végétation**

**1251 Le calcul des bilans avec les groupes de végétation permet de mettre en évidence**  
**1252 des comportements différents des flux selon la végétation majoritaire. Ainsi le groupe 3**  
**1253 dans lequel la strate herbacée est la plus importante est celui où la PPB est la plus forte.**  
**1254 Ce point semble en cohérence avec la croissance annuelle importante des herbacées. À**  
**1255 l'inverse le groupe 1 dans lequel la strate muscinale est la plus importante est également**  
**1256 le groupe pour lequel la PPB est la plus faible. (Réf needed)**

1257 Pour la RE, ce sont les groupes 3 et 4 qui ont les flux estimés les plus importants  
1258 avec une différence d'environ  $200 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$  avec les deux autres groupes. Malgré  
1259 leurs différences, le groupe 2 possède une strate muscinale importante alors qu'elle est  
1260 absente dans le groupe 3, ils ont en commun d'avoir une strate arbustive importante.

1261 **3.4.6 perspectives**

1262 cartographie ?



# <sup>1263</sup> 4 Effets de l'hydrologie sur les flux de GES

<sup>1264</sup>

<sup>1265</sup>	<b>4.1 Introduction</b>	<sup>1266</sup> . . . . . 84
<sup>1267</sup>	<b>4.2 Procédure expérimentale</b>	<sup>1268</sup> . . . . . 85
<sup>1269</sup>	4.2.1 Expérimentation A	<sup>1270</sup> . . . . . 86
<sup>1271</sup>	4.2.2 Expérimentation B	<sup>1272</sup> . . . . . 86
<sup>1273</sup>	4.2.3 traitement	<sup>1274</sup> . . . . . 87
<sup>1275</sup>	<b>4.3 Résultats</b>	<sup>1276</sup> . . . . . 88
<sup>1277</sup>	4.3.1 Expérimentation A	<sup>1278</sup> . . . . . 88
<sup>1279</sup>	4.3.2 Expérimentation B	<sup>1280</sup> . . . . . 91
<sup>1281</sup>	4.3.3 tendances générales	<sup>1282</sup> . . . . . 94
<sup>1283</sup>	<b>4.4 Discussion</b>	<sup>1284</sup> . . . . . 94
<sup>1285</sup>	4.4.1 Comparaison aux mesures <i>in-situ</i>	<sup>1286</sup> . . . . . 94
<sup>1287</sup>	4.4.2 Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de gaz	<sup>1288</sup> . . . . . 96
<sup>1289</sup>	4.4.3 Effet cycles multiples	<sup>1290</sup> . . . . . 97

## 1281 4.1 Introduction

1282 Au cours des deux années qu'ont duré les suivis des émissions de flux de CO<sub>2</sub> et  
1283 de CH<sub>4</sub> sur la tourbière de La Guette, le niveau de la nappe n'a que très faiblement  
1284 varié comparé aux années précédentes bien plus sèches. En conséquence de cette faible  
1285 variation peu de variations des flux ont pu y être relié. Malgré tout il est connu que  
1286 l'hydrologie est un facteur contrôlant important des flux.

1287 Ainsi de nombreuses études on reliées les émissions de CO<sub>2</sub> au niveau de la nappe  
1288 avec, cependant, des résultats et des conclusions variables. La majorité des études  
1289 montrent qu'une tourbière dont le niveau de la nappe est abaissé, soit par un drainage,  
1290 soit par une sécheresse, aura tendance à avoir un ENE plus faible : Ainsi [Strack et](#)  
1291 [Zuback \(2013\)](#) expliquent des valeurs d'ENE plus faibles qu'escompté, par des mesures  
1292 faites pendant une période relativement sèche. Une observation similaire est faite par  
1293 [Aurela et al. \(2007\)](#) qui mesure un ENE plus faible lors d'une année sèche, sur une  
1294 tourbière à Carex du sud de la Finlande. Ils attribuent la variation de l'ENE à une  
1295 augmentation de la RE et à une baisse de la PPB, dans des conditions plus chaudes  
1296 et plus sèches. [Peichl et al. \(2014\)](#) observent également une baisse de l'ENE lors d'une  
1297 année où le niveau de la nappe baisse de façon importante, au delà de -30 cm. Ils  
1298 expliquent cette baisse par une baisse de la PPB. Cette observation va dans le même  
1299 sens que [Lund et al. \(2012\)](#) qui, lors de l'étude d'une tourbière située au sud de la suède,  
1300 observent en 2008 une baisse de l'ENE. Les mesures de RE faites cette année là étant  
1301 similaires à celles effectuées les autres années, ils lient cette baisse à une diminution  
1302 de la PPB. En 2006, sur la même tourbière, [Lund et al. \(2012\)](#) observent une autre  
1303 baisse de l'ENE. Mais cette fois, les mesures de PPB à leur tour similaires à celle  
1304 des autres années n'expliquent pas cette baisse. À l'inverse de 2008, cette baisse est  
1305 expliqué par une augmentation de la RE Ce paradoxe apparent est interprété grâce  
1306 au type de sécheresse : courte et intense pendant la saison de végétation de 2006 et  
1307 d'intensité plus faible mais d'une durée plus longue en 2008. Enfin et à l'inverse des

1308 résultats précédemment cités, [Ballantyne et al. \(2014\)](#) dans une étude des effets à long  
 1309 terme d'une baisse du niveau de la nappe, n'observe que peu d'effet sur l'ENE tandis  
 1310 que les flux de RE et de PPB augmentent tous deux. Toutes ces études montrent que  
 1311 si le niveau de la nappe est incontestablement reconnu comme un facteur de contrôle  
 1312 des flux de CO<sub>2</sub>, il est difficile d'en dégager, avec certitude, un comportement valable  
 1313 de façon générale.

1314 Concernant le méthane, une baisse du niveau de la nappe est généralement liée à  
 1315 une baisse des émissions de CH<sub>4</sub>, et inversement ([Strack et al., 2006; Pelletier et al.,](#)  
 1316 [2007; Turetsky et al., 2008](#)). Cependant d'autres études, principalement dans des sites  
 1317 où le niveau de la nappe est proche de la surface du sol, montrent une absence de  
 1318 relation entre le niveau de la nappe et les émissions de méthane, voire une relation  
 1319 inverse, avec des flux plus faibles liés à des niveaux de nappe plus élevés ([Kettunen](#)  
 1320 [et al., 1996; Bellisario et al., 1999; Treat et al., 2007](#)). Là encore selon les conditions  
 1321 environnementales, la relation entre les flux de CH<sub>4</sub> et le niveau de la nappe n'est pas  
 1322 aisément généralisable.

1323 L'objectif de ce chapitre est donc d'explorer plus en avant l'effet du niveau de la  
 1324 nappe sur les émissions de GES, effet peu ou pas visible *in-situ*. Plus précisément il  
 1325 s'agit de déterminer l'effet de cycles de dessication/ré-humectation sur les émissions de  
 1326 CO<sub>2</sub> et de CH<sub>4</sub>.

## 1327 4.2 Procédure expérimentale

1328 L'étude des cycles de dessication/ré-humectation s'est effectué sur des mésocosmes,  
 1329 prélevés sur la tourbière de La Guette. L'expérimentation a été testé durant l'été 2013  
 1330 avec un seul cycle relativement long, on s'y référera par la suite comme l'expérimenta-  
 1331 tion A. Cette expérimentation a été renouvelée l'été 2014 afin d'augmenter à trois le  
 1332 nombre de cycles, ceux-ci étant plus court. On appellera cette seconde expérimentation,  
 1333 l'expérimentation B (Tableau 4.1).

### **1334 4.2.1 Expérimentation A**

1335 Le 12 avril 2013, ont été prélevés, sur la tourbière de La Guette 6 mésocosmes. Le  
1336 prélèvement de mésocosmes s'effectue à l'aide de cylindres de PVC qui, dans un premier  
1337 temps, posé sur le sol, permettent de faire un pré-découpage au couteau, puis dans un  
1338 second temps sont insérés, délicatement, dans la tourbe. Les mésocosmes sont finale-  
1339 ment dégagés en creusant de chaque côté (Figure 4.1). Les mésocosmes sont transportés  
1340 au laboratoire où ils sont enterrés en extérieur et saturé en eau (eau prélevée dans la  
1341 tourbière), afin que leur conditions hydrologique de départ soient les plus proche pos-  
1342 sible (Figure 4.2). Trois mésocosmes sont choisi pour servir de contrôle, et trois vont  
1343 subir un cycle de dessication/ré-humectation. À partir du 31 mars 2013 les précipita-  
1344 tions ont été interceptées à l'aide d'abri bâchés installable rapidement en cas de pluie  
1345 et la nuit. Ces interceptions ont été faites jusqu'au 17 juillet dans les 3 mésocosmes  
1346 traités pour simuler une sécheresse. À cette date de l'eau est ajouté aux mésocosmes,  
1347 que ce soit les contrôles ou les traitements, pour simuler de fortes précipitations.

### **1348 4.2.2 Expérimentation B**

1349 Le 17 avril 2014, 6 nouveaux mésocosmes ont été prélevés sur la tourbières de La  
1350 Guette et installé près du laboratoire, en suivant le même protocole que pour l'expéri-  
1351 mentation A. Une station météo a été installée à côté des mésocosmes afin de mesurer  
1352 la température de l'air, l'humidité relative, l'irradiation solaire, la vitesse et la direction  
1353 du vent et les précipitations toutes les 15 minutes. Cette station permettait également  
1354 l'enregistrement des températures mesurées par des sondes (T107) installées à -5, -10,  
1355 et -20 cm. Les conditions météorologiques moins ensoleillée qu'en 2013 et l'objectif de  
1356 suivre plusieurs cycles de dessication/réhumectation ont nécessité la mise en place  
1357 d'un abaissement manuel du niveau de la nappe. Pendant les phases d'assèchement les  
1358 niveaux de nappes des placettes traitées étaient donc abaissés en moyenne de 2,5 cm  
1359 par jour. Le premier cycle de dessication/réhumectation dura du 30 juin au 6 juillet  
1360 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>1361</sup> Le deuxième cycle dura du 17 au 28 juillet et du 29 juillet au 3 aout, Enfin le dernier  
<sup>1362</sup> cycle fut mesuré du 4 au 11 aout pour la dessication et du 12 au 14 aout pour la  
<sup>1363</sup> réhumectation.

#### <sup>1364</sup> 4.2.3 traitement

<sup>1365</sup> Les flux sont moyennés par jour de mesure.

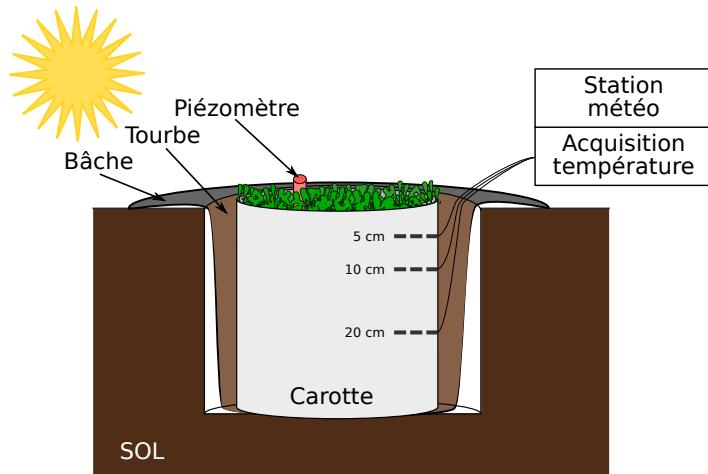


FIGURE 4.2 – Schéma d'un mésocosme

## <sup>1366</sup> 4.3 Résultats

### <sup>1367</sup> 4.3.1 Expérimentation A

<sup>1368</sup> Pendant la phase de dessication de l'expérimentation A, on observe une baisse du  
<sup>1369</sup> niveau de la nappe pour les placettes contrôles comme pour les placettes traitements  
<sup>1370</sup> (Figure 4.3–A). Malgré tout leur comportement est différent : les placettes contrôles ont  
<sup>1371</sup> un niveau de nappe relativement élevé jusqu'au 24 juin puis ce niveau baisse fortement  
<sup>1372</sup> alors que les placettes du groupe traité ont un niveau de nappe qui diminue de façon  
<sup>1373</sup> plus continue sur l'ensemble de la phase. La remontée du niveau de la nappe s'effectue  
<sup>1374</sup> de façon similaire pour les deux groupes. Enfin après la phase de ré-humectation, le  
<sup>1375</sup> niveau de la nappe baisse à nouveau, plus rapidement pour le groupe traitement que  
<sup>1376</sup> pour le groupe contrôle.

<sup>1377</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>1378</sup> milaires entre les deux groupes jusqu'au 24 juin 2013, date à partir de laquelle ils  
<sup>1379</sup> commencent à diverger (Figure 4.3–B). À cette date les émissions du groupe contrôle  
<sup>1380</sup> augmentent rapidement pour atteindre  $0,55 \pm 0,31 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  tandis que celles du  
<sup>1381</sup> groupe traité restent stable. Finalement mi-juillet, à la fin de la phase de dessicca-  
<sup>1382</sup> tion les deux groupes retrouvent des niveaux d'émission similaires compris entre 0,1 et

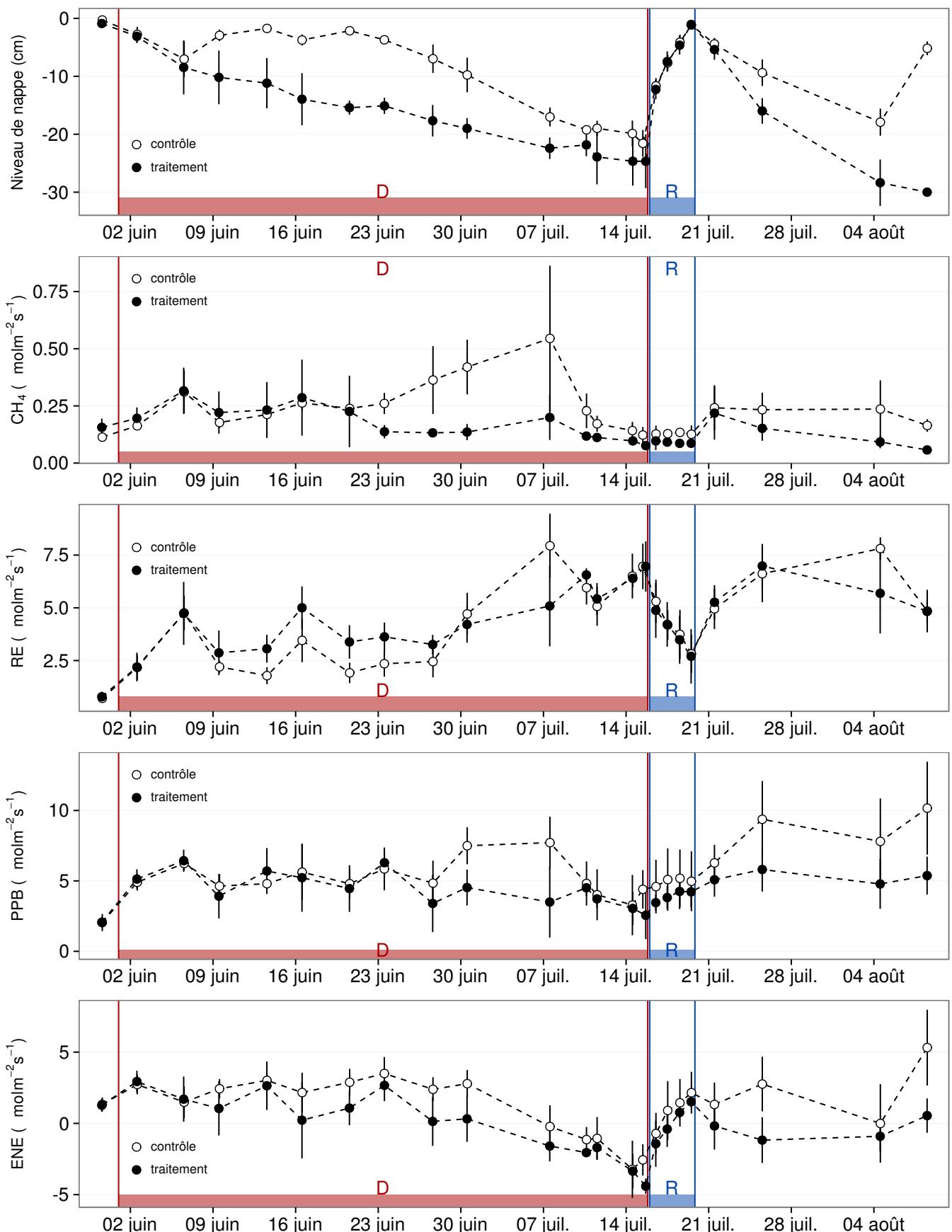


FIGURE 4.3 – Expérimentation A : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux,  $\text{CH}_4$ , RE, PPB, ENE en  $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ , B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent à la phase de dessiccation (D) en rouge et à la phase de réhumectation (R) en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

### 4.3. Résultats

---

1383 0,2  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Ces niveaux restent constant pendant toute la phase de réhumecta-  
1384 tion, avant d'augmenter légèrement par la suite ; ils ne dépassent pas 0,25  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$   
1385 mais franchissent la barre des 0,2  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ .

1386 Pendant la phase de dessication, les valeurs de la RE tendent à augmenter quel  
1387 que soit le groupe de placettes considéré (Figure 4.3–C). Ces valeurs inférieures à  
1388 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  
1389 mi-juillet, avant la réhumectation. Dans le détail cependant les deux groupes ne se  
1390 comportent pas de la même façon : la RE du groupe traité augmente régulièrement  
1391 pendant l'ensemble de cette phase, tandis que les valeurs du groupe de contrôle res-  
1392 tent, dans un premier temps, stable jusqu'à fin juin. La RE de ce groupe vaut alors  
1393  $2,45 \pm 0,75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  contre  $3,26 \pm 0,46 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pour le groupe traité. Cet  
1394 écart, pouvant varier dans le temps, étant installé depuis le 9 juin. À partir de dé-  
1395 but juillet, les valeurs de RE du groupe de contrôle augmentent fortement dépas-  
1396 sant les valeurs du groupe traité. La RE de ce groupe atteint alors un maximum à  
1397  $7,93 \pm 1,52 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  le 8 juillet avant de retrouver des valeurs proche de celles ob-  
1398 servées dans le groupe traité. Cette augmentation brusque correspond temporellement  
1399 à celle observée, pour le même groupe, dans les flux de CH<sub>4</sub>. Lors de la phase de réhu-  
1400 mectation, les flux de RE diminuent de façon très similaire pour les deux groupes ou  
1401 ils atteignent un minimum proche de 2,75  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Ce minimum reste cependant  
1402 plus élevé que les valeurs mesurées initialement. Après la phase de réhumectation, les  
1403 flux des deux groupes restent relativement proches pendant le reste des mesures, où ils  
1404 remontent à mesure que le niveau de la nappe diminue à nouveau.

1405 Pour les deux groupes, les flux de PPB restent relativement stables pendant la  
1406 phase de dessiccation (Figure 4.3–D). Jusqu'au 24 juin, les flux des deux groupes sont  
1407 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  
1408 moyenne pour les deux groupes). Après cette date, et comme pour le CH<sub>4</sub> et la RE,  
1409 les valeurs de la PPB du groupe de contrôle augmentent et s'écartent de celles me-  
1410 surées dans le groupe traité, en attendant de les rejoindre avant la fin de cette phase  
1411 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

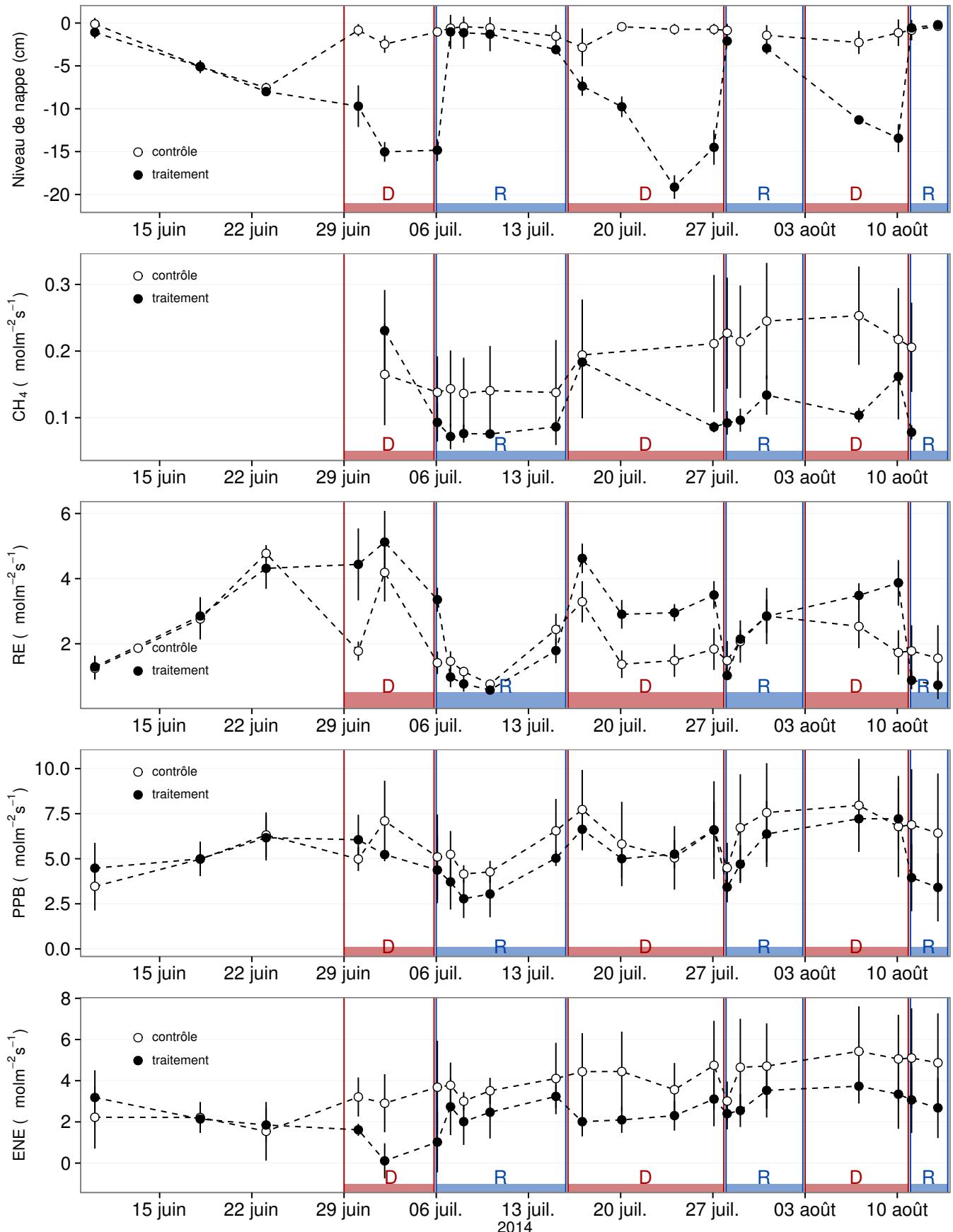


FIGURE 4.4 – Expérimentation B : Moyenne journalière du niveau de nappe en cm (A), et des flux,  $\text{CH}_4$ , RE, PPB, ENE en  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , B, C, D, E. Les cadres et bandes colorées correspondent aux phases de dessiccation (D) en rouge et aux phases de réhumectation (R) en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

<sup>1440</sup> d'une quinzaine de centimètres en moyenne pour chaque cycle (Figure 4.4–A).

<sup>1441</sup> 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  
<sup>1442</sup> de contrôle, à l'exception de la première mesure, sont supérieurs aux flux du groupe  
<sup>1443</sup> traité, leurs moyennes respectives sur l'ensemble des mesures étant de 0,20 ± 0,06 et  
<sup>1444</sup> 0,11 ± 0,05 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> respectivement. Les émissions du groupe de contrôle tendent  
<sup>1445</sup> à augmenter sur la période de mesure. Une tendance similaire, quoique moins mar-  
<sup>1446</sup> quée, est également visible pour le groupe traité. Concernant les cycles de dessicca-  
<sup>1447</sup> tion/réhumectation, il est difficile de dégager des comportements communs, même s'il  
<sup>1448</sup> semble que l'assèchement conduit à une baisse des émissions (Figure 4.4–B) Cette re-  
<sup>1449</sup> lation, mise en exergue pas un nombre de points très faible, n'apparaît cependant pas  
<sup>1450</sup> sur l'ensemble des données (Figure 4.5–B) Un pic d'émission de CH<sub>4</sub> est également à  
<sup>1451</sup> noter pour chaque cycle pendant la phase de dessiccation.

<sup>1452</sup> 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)).  
<sup>1453</sup> Avant le démarrage des manipulations du niveau de la nappe, les valeurs des deux  
<sup>1454</sup> groupes sont très proches et augmentent tandis que le niveau de nappe diminue. Pen-  
<sup>1455</sup> dant les phases de dessication, les valeurs du groupe traité sont systématiquement supé-  
<sup>1456</sup> 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  
<sup>1457</sup> de contrôle. À l'inverse pendant les phases de réhumectation les flux entre les deux  
<sup>1458</sup> groupes sont beaucoup plus proches avec une tendance de la RE du groupe de contrôle  
<sup>1459</sup> à être au dessus de celle du groupe traité. La RE du groupe traité est systématiquement  
<sup>1460</sup> plus faible pendant les phases de réhumectations que pendant les phases de dessicca-  
<sup>1461</sup> 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>  
<sup>1462</sup> pour les groupes de contrôle et traité pendant les phases de dessiccation et 1,70 ± 0,62  
<sup>1463</sup> et 1,51 ± 0,98 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> pendant les phases de réhumectation.

<sup>1464</sup> 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>.

<sup>1465</sup> Avant le début des traitements les flux des deux groupes sont similaires (Figure 4.4–D).  
<sup>1466</sup> La première phase de dessiccation fait passer la PPB du groupe de contrôle au dessus  
<sup>1467</sup> du groupe traité. Pour les deux groupes, la PPB est plus importante lors des phases  
<sup>1468</sup> de dessiccation comparée aux phase de réhumectation, avec des moyennes respectives

## **4.4. Discussion**

---

<sup>1469</sup> 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  
<sup>1470</sup>  $4,05 \pm 1,60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pour le groupe traité.

<sup>1471</sup> Les valeurs d'ENE mesurées sont comprises entre  $0,11$  et  $5,42 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , elles  
<sup>1472</sup> ont tendance à augmenter au cours du temps. Passé la période pré-traitements pendant  
<sup>1473</sup> laquelle les flux de l'ENE sont similaires pour les deux groupes l'ENE du groupe de  
<sup>1474</sup> contrôle est systématiquement supérieure à celle du groupe de traitement (Figure 4.4–  
<sup>1475</sup> E). L'évolution des deux groupes reste cependant relativement conjointe pendant la  
<sup>1476</sup> période de mesure avec pour le groupe traité une diminution récurrente de l'ENE au  
<sup>1477</sup> début de chaque phase de dessiccation.

### **4.3.3 tendances générales**

<sup>1479</sup> Pour les deux expérimentations une relation nette est visible entre le niveau de la  
<sup>1480</sup> nappe et l'ENE qui diminue lorsque le niveau de nappe augmente (Figure 4.5–G,H).  
<sup>1481</sup> La relation inverse est visible, pour les deux expérimentations, entre la RE et le niveau  
<sup>1482</sup> de la nappe (Figure 4.5–C,D). La PPB par contre ne montre aucune tendance claire  
<sup>1483</sup> quelle que soit l'expérimentation. On peut malgré tout noter que les valeurs de PPB les  
<sup>1484</sup> plus faibles correspondent aux niveaux de nappe les plus élevés(Figure 4.5–E,F). Pour  
<sup>1485</sup> le méthane, que ce soit pour l'expérimentation A ou B, aucune tendance ne semble se  
<sup>1486</sup> dégager vis à vis du niveau de la nappe (Figure 4.5–A,B).

## **4.4 Discussion**

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

<sup>1488</sup> Les flux moyen de  $\text{CH}_4$  mesurés dans les mésocosmes des deux expérimentations  
<sup>1489</sup> font partie des valeurs hautes mesurées sur le terrain. Certaines campagnes dépassent  
<sup>1490</sup> nettement, en faisant plus que doubler, le maximum de  $0,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  mesuré en  
<sup>1491</sup> 2014 sur la tourbière de La Guette.

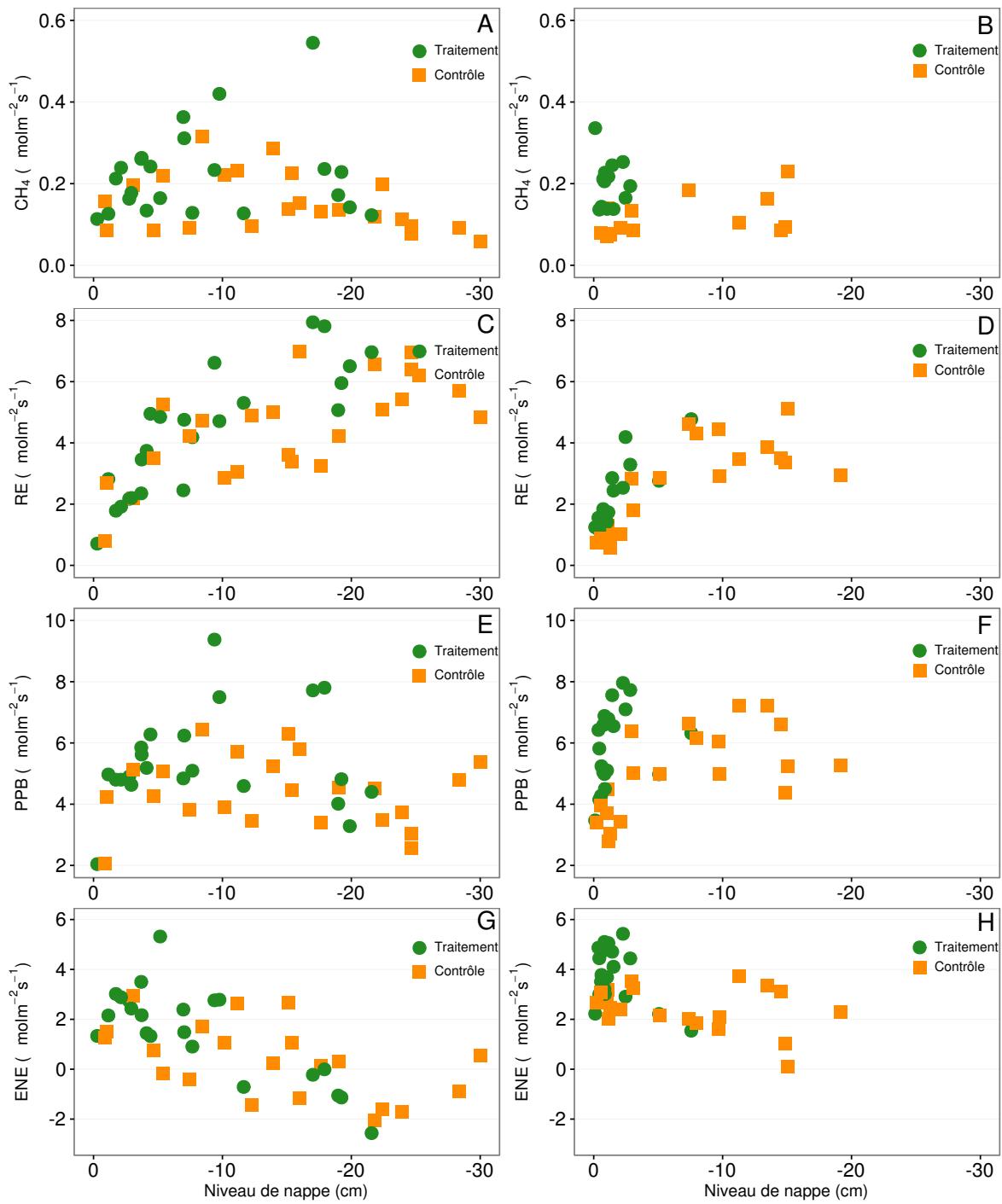


FIGURE 4.5 – Relations entre les flux de GES et le niveau de la nappe

#### 4.4. Discussion

---

1493 Pour le CO<sub>2</sub> les flux sont généralement dans la gamme des valeurs mesurée sur la  
1494 tourbière de La Guette. Pour l'expérimentation A, l'ENE moyen est plus faible que  
1495 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-  
1496 rimentation B en revanche l'ENE moyen vaut 0,71 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> ce qui est relativement  
1497 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  
1498 sont moins fort que les flux mesurés sur le terrain mais restent dans leur gamme de  
1499 valeurs. Ces comparaisons sont par ailleurs à relativiser puisque les mesures de flux  
1500 n'ont pas nécessairement lieu aux mêmes moment de la journée.

1501 Comme pour la RE, les flux de PPB sont du même ordre de grandeur que ceux me-  
1502 surés sur le terrain, mais légèrement plus faible : les maxima moyens mesurés dans les  
1503 mésocosmes sont d'environ 7,5 pour des valeurs de 13 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> mesuré directement  
1504 sur la tourbière.

##### 1505 4.4.2 Effet des variations du niveau de la nappe sur les flux de 1506 gaz

1507 Les résultats de ces deux expérimentations montrent clairement une augmentation  
1508 de la RE quand le niveau de la nappe diminue. Ceci est en accord avec les résultats  
1509 d'autres études que ce soit in-situ (Ballantyne *et al.*, 2014) ou en mésocosmes (Blodau  
1510 *et al.*, 2004; Dinsmore *et al.*, 2009). Dans ces deux dernières publications, la baisse  
1511 du niveau de la nappe diminue la PPB. Pas de variations claires de la PPB n'est vi-  
1512 sible dans les données présentées, même si une légère tendance semble émergée aux  
1513 plus fortes profondeur de nappe pour l'expérimentation A, ces observations restent à  
1514 confirmer. Cette absence d'effet du niveau de la nappe sur la PPB peut, peut être,  
1515 être liée à la profondeur des mésocosmes (30 cm). En effet dans Blodau *et al.* (2004)  
1516 et Dinsmore *et al.* (2009), les mésocosmes utilisés sont plus grands, 75 et 41 cm res-  
1517 pectivement, ont permis d'abaisser le niveau de l'eau au delà de -30 cm. Cette limite  
1518 a été rapportée plusieurs fois comme étant un seuil au delà duquel son observés des  
1519 changements importants (Blodau *et al.*, 2004; Peichl *et al.*, 2014). Ce seuil est expliqué  
1520 comme étant la limite au delà de laquelle les forces de capillarités ne permettent plus

1521 d'alimenter en eau les sphaignes (Rydin et Jeglum, 2013a; Ketcheson et Price, 2014).  
1522 Il résulte des constats précédents qu'une baisse du niveau de nappe, faisant augmenter  
1523 la RE et ne changeant pas ou peu la PPB, conduit à une baisse de l'ENE. Cette di-  
1524 minution de l'ENE est cohérente avec la littérature, que ce soit des expérimentations  
1525 en mésocosmes (Aerts et Ludwig, 1997; Blodau *et al.*, 2004), ou in-situ (Bubier *et al.*,  
1526 2003; Sonnentag *et al.*, 2010). Malgré tout l'extrapolation de ses résultats à d'autres  
1527 situations n'est pas évidente car fortement fonction du contexte. D'autre études n'ont,  
1528 par exemple, pas observé d'influence du niveau de la nappe sur la RE (Updegraff *et al.*,  
1529 2001). Par ailleurs Laiho (2006) a montré l'importance du contexte et notamment celui  
1530 de l'échelle de temps considéré qui peut impliquer des phénomènes différents et donc  
1531 avoir des conséquences différentes.

1532 La dépendance entre les flux de CH<sub>4</sub> et le niveau de la nappe, devant conduire à une  
1533 baisse des émissions quand le niveau de la nappe diminue, comme décrite dans Aerts et  
1534 Ludwig (1997), Pelletier *et al.* (2007) ou Turetsky *et al.* (2008), n'a pas été clairement  
1535 observée. Ce constat rejoins d'autres études dans lesquelles une relation inverse ou un  
1536 absence de relation a été trouvé entre le CH<sub>4</sub> et le niveau de la nappe Kettunen *et al.*  
1537 (1996); Bellisario *et al.* (1999); Treat *et al.* (2007). L'observation d'un pic de méthane  
1538 suivant de quelques jours une phase de hausse du niveau de la nappe, est également  
1539 rapportée par Kettunen *et al.* (1996). (**And so what ?**)

#### 1540 4.4.3 Effet cycles multiples



1541 5 Variation journalière de la respiration de  
1542 l'écosystème (article)

1543

1544	<b>5.1 Introduction</b>	101
1545	5.1.1 Study sites	103
1546	5.1.2 Data acquisition	103
1547	5.1.3 Data synchronisation	104
1548	5.1.4 Sensitivity of ER to temperature	104
1549	5.1.5 Testing difference between daytime and nighttime ER sensi-	
1550	tivity to temperature	105
1551	5.1.6 Physico-chemical characterisation of the peat	105
1552	<b>5.2 Résultats</b>	106
1553	5.2.1 Température de l'air et variabilité de RE	106
1554	5.2.2 Synchronisation RE et température du sol	107
1555	5.2.3 Équations utilisées	108
1556	5.2.4 Relation entre RE et la température	109
1557	5.2.5 Évolution du Q10	110
1558	5.2.6 Différence entre mesures de jour et de nuit	112
1559	5.2.7 Caractérisation de la tourbe	112
1560	<b>5.3 Discussion</b>	112
1561	5.3.1 Différence de RE entre les différents sites	112
1562	5.3.2 Temps de latence entre température et RE	116
1563	5.3.3 La synchronisation entre RE et la température améliore la	
1564	représentation de la sensibilité de RE à la température	117
1565		

---

1566	5.3.4 Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit . . . . .	118
1567	5.3.5 La sensibilité du Q10 à la profondeur de la température et à	
1568	la synchronisation . . . . .	118
1569	<b>5.4 Conclusions . . . . .</b>	<b>119</b>
1571		

## 1572 5.1 Introduction

1573 At a global scale, Ecosystem Respiration (ER) and photosynthesis are the most  
1574 important fluxes between the atmosphere and the biosphere, accounting for 98 and  
1575 123 PgC yr<sup>-1</sup>, respectively (Bond-Lamberty et Thomson, 2010; Beer *et al.*, 2010). By  
1576 contrast the fossil fuel and cement production flux is one order of magnitude lower, at  
1577 7.8 PgC yr<sup>-1</sup> (Ciais *et al.*, 2014). Consequently, even small variations in the ecosystem  
1578 fluxes may result in substantial changes in carbon (C) storage dynamics. This can have  
1579 a significant effect on the global C budget, in particular on atmospheric C concentration.  
1580 The C stock in natural ecosystems is divided into two pools : vegetation, which contains  
1581 450 to 650 Pg C, and the soil which contains 1500 to 2400 Pg C (Prentice *et al.*, 2001;  
1582 Eswaran *et al.*, 1993; Batjes, 1996). Across the world, the soil organic C (SOC) pool is  
1583 spatially heterogeneous in terms of source and physical conditions, leading to variable  
1584 storage rates between ecosystem types. Peatlands are efficient C storage ecosystems.  
1585 They cover only 3 % of the global terrestrial area, but contain from 270 to 455 Pg C as  
1586 SOC, i.e. from 10 to 30 % of the world's soil C (Gorham, 1991; Turunen *et al.*, 2002).  
1587 Thus, peatlands are considered as a "hot spots" for SOC storage, and their evolution  
1588 under current environmental changes deserves attention.

1589 As in many other terrestrial ecosystems, many factors affect ER variability in peat-  
1590 lands : temperature, soil water content, vegetation, and substrate supply (Luo et Zhou,  
1591 2006a). All these factors are thought to be affected by global change, with unknown  
1592 consequences on the C balance (Limpens *et al.*, 2008). ER is often related to tempe-  
1593 rature : either to air temperature (e.g., Bortoluzzi *et al.*, 2006), or soil temperature.  
1594 The most commonly used soil temperatures are those at -5 cm (Ballantyne *et al.*, 2014;  
1595 Görres *et al.*, 2014) and -10 cm (Kim et Verma, 1992; Zhu *et al.*, 2015). In some studies,  
1596 different depths are used and the selected one depends on the goodness-of-fit (Günther  
1597 *et al.*, 2014; Zhu *et al.*, 2015). All these studies use the chamber method to measure  
1598 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.

1628        The aim of this study was (i) to highlight any time-delay at the daily timescale  
1629      between ER and soil temperature at different depths in peatlands (ii) to assess the  
1630      effect of synchronisation between ER and temperature in the representation of the diel  
1631      ER variations (iii) to use the improved model to assess whether there is a difference  
1632      between nighttime and daytime ER.

1633      **5.1.1 Study sites**

1634        The study was performed on four French *Sphagnum*-dominated peatlands : Berna-  
1635      douze (BDZ, Ariège ; 3.75 ha, N 42°48'09", E 1°25'24", 1400 m), Frasne (FRN, Doubs ;  
1636      98 ha, N 46°49'35", E 6°10'20", 836 m), Landemarais (LDM, Ille-et-vilaine ; 23 ha,  
1637      N 48°26'30", E 1°10'54", 154 m), and La Guette (LGT, Cher ; 26 ha, N 47°19'44", E  
1638      2°17'04", 145 m). Mean annual air temperatures and annual rainfalls were 6, 7.5, 11,  
1639      11°C, and 1700, 1400, 870, 880 mm for BDZ, FRN, LDM and LGT respectively. During  
1640      the measurements the water table level remained constant at to -12, -7, -35 and -9 cm  
1641      for BDZ, FRN, LDM and LGT.

1642      **5.1.2 Data acquisition**

1643        Fieldwork was conducted between July and October 2013. In each site, four plots  
1644      (replicates) with similar plant cover were chosen. Four cylindrical PVC collars (diame-  
1645      ter : 31 cm, height : 15 cm) were inserted into the peat the day before beginning the  
1646      measurements. For 72 hours, CO<sub>2</sub> fluxes were measured in the 4 plots once an hour  
1647      in random order. These measurements were undertaken using a closed static cham-  
1648      ber (diameter of 30.5 cm, height of 30 cm), with a GMP343 Vaisala probe. ER was  
1649      measured with a transparent chamber covered by an opaque material to avoid input of  
1650      photosynthetic active radiation. Inside the chamber the air was homogenized with a fan  
1651      in order to minimize concentration gradients ([Pumpanen et al., 2004](#)). Measurement  
1652      lasted a maximum of 5 min with CO<sub>2</sub> concentration recorded every 5 seconds as well  
1653      as the relative humidity and the temperature inside the chamber.

1654        In each site a weather station and a data logger were set up near the plots to provide

## 5.1. Introduction

---

1655 meteorological and environmental data recorded every second : surface temperature (air  
1656 temperature as close as possible to the surface : 5 cm), peat temperature (at -5, -10,  
1657 -20 and -30 cm depth), air relative humidity and solar radiation.

1658 After the 72 hours of measurements four peat cores (30 cm height and 15 cm  
1659 diameter), one for each replicate, were extracted at each site for physico-chemical cha-  
1660 racterisation.

### 1661 5.1.3 Data synchronisation

1662 The synchronisations between ER fluxes and temperatures were calculated for each  
1663 depth and time-delays : The acquisition frequency between temperature and ER were  
1664 different. Thus an average of the temperatures recorded during the ER measurement  
1665 time was calculated for all depths at the corresponding CO<sub>2</sub> flux measurement time.  
1666 Then the temperature averaging procedure was repeated at 10-minute increments, until  
1667 a 24 hour shift. The 10-minute step was a compromise between precision and calculation  
1668 time. Next a correlation coefficient was calculated for each time step and temperature  
1669 measurement depth. Finally the synchronisation was determined for each depth, by  
1670 selecting the time-delay corresponding to the highest correlation coefficient. Negative  
1671 correlations caused by the phase shift were discarded.

### 1672 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)

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

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

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

1673 ER was estimated using air temperature, soil temperatures at -5, -10, -20 and -30

1674 cm depth with both non-synchronised and synchronised datasets. Calculations were  
1675 implemented in R, and modelled data were adjusted to measured data using Ordinary  
1676 Least Squares (OLS). The goodness-of-fit was estimated by calculating the regression  
1677 coefficient ( $R^2$ ) and the root mean square error normalized by the mean (NRMSE).

1678 **5.1.5 Testing difference between daytime and nighttime ER  
1679 sensitivity to temperature**

1680 To test whether the relationship between ER and temperature differed during day-  
1681 time and nighttime, the dataset was split into two groups which were then compared.  
1682 The data between 10 am and 5 pm were considered as representative of the day and  
1683 data between 11 pm and 6 am as representative of the night. Only the air temperature  
1684 and the -5 cm depth peat temperature (with synchronised and non-synchronised data)  
1685 were investigated as they provide the best ER representation. The data for day and  
1686 night were centred to account for natural differences in measurement, since : during  
1687 the day both temperature and ER are higher than in the night. Using these centred  
1688 data, ratios between ER and temperatures were calculated. Finally a paired Student's  
1689 t test was applied on the mean of the replicate for each site and each temperature to  
1690 assess the significance of the differences between day and night measurements.

1691 **5.1.6 Physico-chemical characterisation of the peat**

1692 In the laboratory, two peat cores from each site were immersed in water during 24  
1693 hours to saturate the pores. Then, the cores were soaked overnight to get rid of the  
1694 water filling the effective porosity. At 5 cm steps, a piece of peat with a known volume  
1695 ( $V$ ,  $\text{cm}^3$ ) was cut and weighed ( $W_1$ , g). Then, the samples were dried at  $50^\circ\text{C}$  for 48  
1696 hours and weighed ( $W_2$ , g). Total porosity ( $\Phi_T$ , dimensionless), retention porosity ( $\Phi_R$ ,  
1697 dimensionless), effective porosity ( $\Phi_E$ , dimensionless) and bulk density ( $Bd$ ,  $\text{g cm}^{-3}$ )  
1698 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>1699</sub> Peat density ( $\rho_{peat}$ ) was set at 1.45 according to ?. Then the peat was crushed and  
<sub>1700</sub> C, H, N and S analyses were performed with an elemental analyser (Thermo Flash  
<sub>1701</sub> analyser).

## <sub>1702</sub> 5.2 Résultats

### <sub>1703</sub> 5.2.1 Température de l'air et variabilité de RE

<sub>1704</sub> Mean surface air temperatures were about 14-15 °C for all sites, except for LGT  
<sub>1705</sub> which was  $20.8 \pm 7.4$  °C, (Figure 5.1 – H). The lowest mean temperature and amplitude  
<sub>1706</sub> were found at BDZ :  $14.4 \pm 3.3$  °C (Figure 5.1 – E). In LDM and FRN, the mean surface  
<sub>1707</sub> air temperatures were respectively  $14.9 \pm 8.7$  °C and  $15.0 \pm 10.3$  °C (Figure 5.1 – F,  
<sub>1708</sub> G) Surface air temperature was the highest in FRN.

<sub>1709</sub> At -5 cm depth, BDZ and LGT had lower mean temperatures than at the surface :  
<sub>1710</sub>  $14.1 \pm 1.5$  °C and  $20.3 \pm 1.7$  °C respectively, whereas the opposite was observed in FRN  
<sub>1711</sub> and LDM with  $16.3 \pm 2.4$  °C and  $15.9 \pm 1.0$  °C respectively. Mean soil temperatures  
<sub>1712</sub> were still higher at -10 cm for both sites, but only in LDM at -20 cm. At -30 cm  
<sub>1713</sub> the soil temperature amplitude ranged from 0.2 in LDM to 0.6 in LGT and FRN.  
<sub>1714</sub> Overall conditions were warmer in LGT than in the other sites and LDM, despite a  
<sub>1715</sub> large amplitude of surface air temperature, had a particularly low soil temperature  
<sub>1716</sub> amplitude.

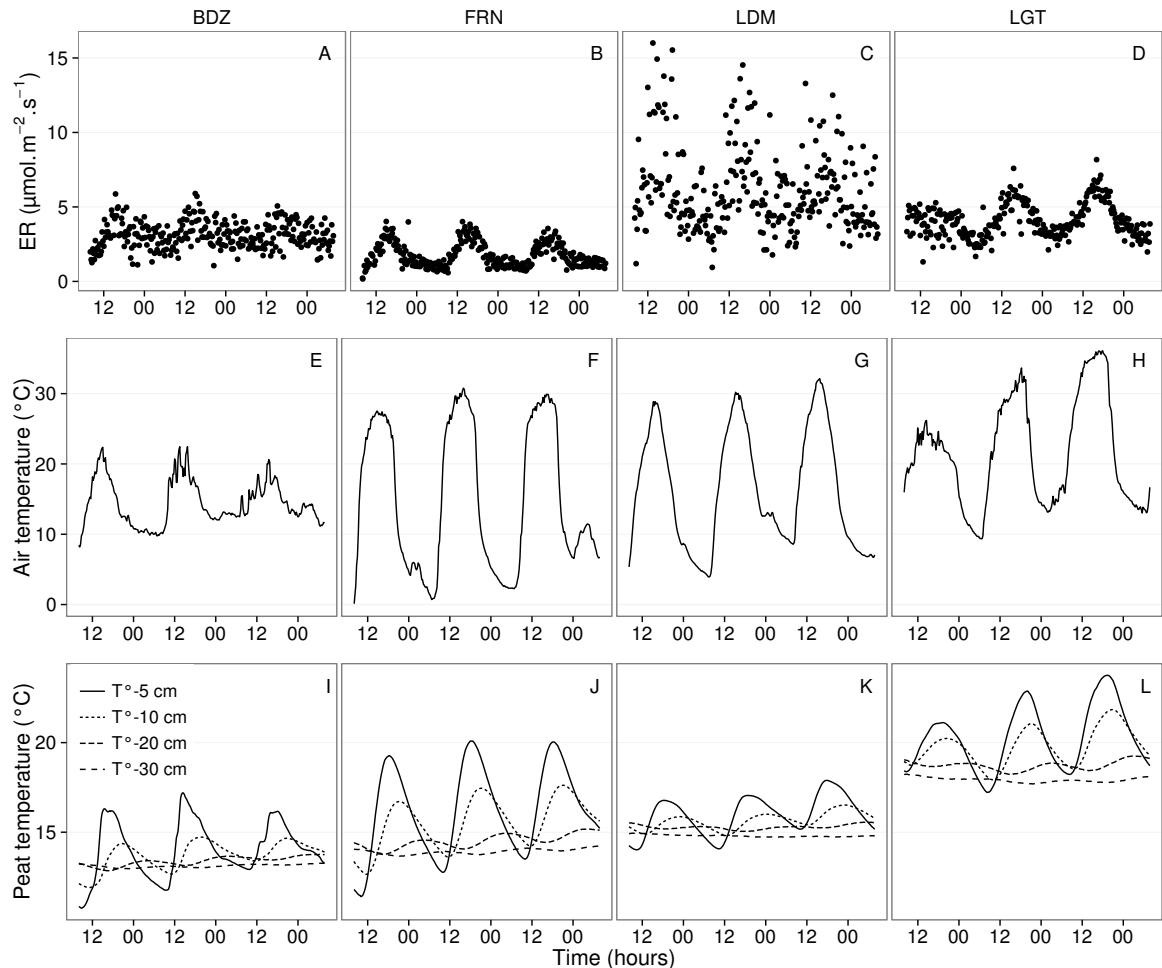


FIGURE 5.1 – Ecosystem Respiration (ER), air and peat temperature, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).

1717 In terms of ER, mean and variability were the lowest in FRN among all sites ( $1.75 \pm 0.83 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , Figure 5.1 – B). The highest variability and mean ER ( $6.13 \pm 2.81 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , Figure 5.1 – C) were observed in LDM. On this site replicates had  
 1718 different behaviours even though they were close to each other and in a similar environment. In BDZ and LGT, ER mean values were  $3.12 \pm 0.92$  and  $4.10 \pm 1.15 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$   
 1719 respectively (Figure 5.1 – A, B)

### 1723 5.2.2 Synchronisation RE et température du sol

1724 Figure 5.1 shows that the deeper the temperature was measured, the greater the  
 1725 shift with respect to ER. Taking this shift into account by synchronising soil tempera-  
 1726 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.

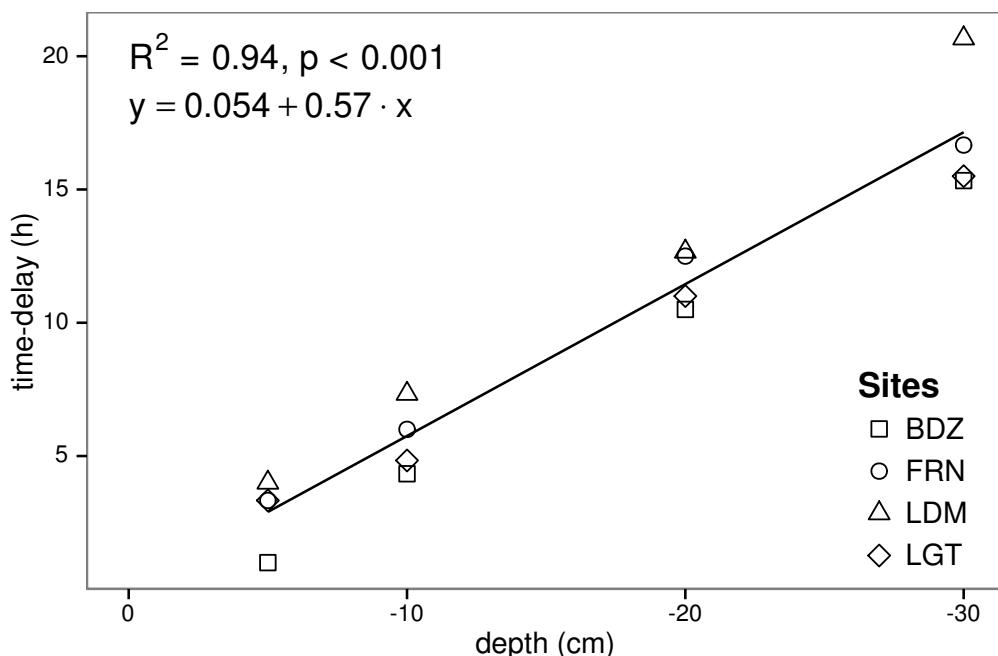


FIGURE 5.2 – Time delay between temperature at different depths and ER, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT)

### 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	

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

#### 5.2.4 Relation entre RE et la température

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

## 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

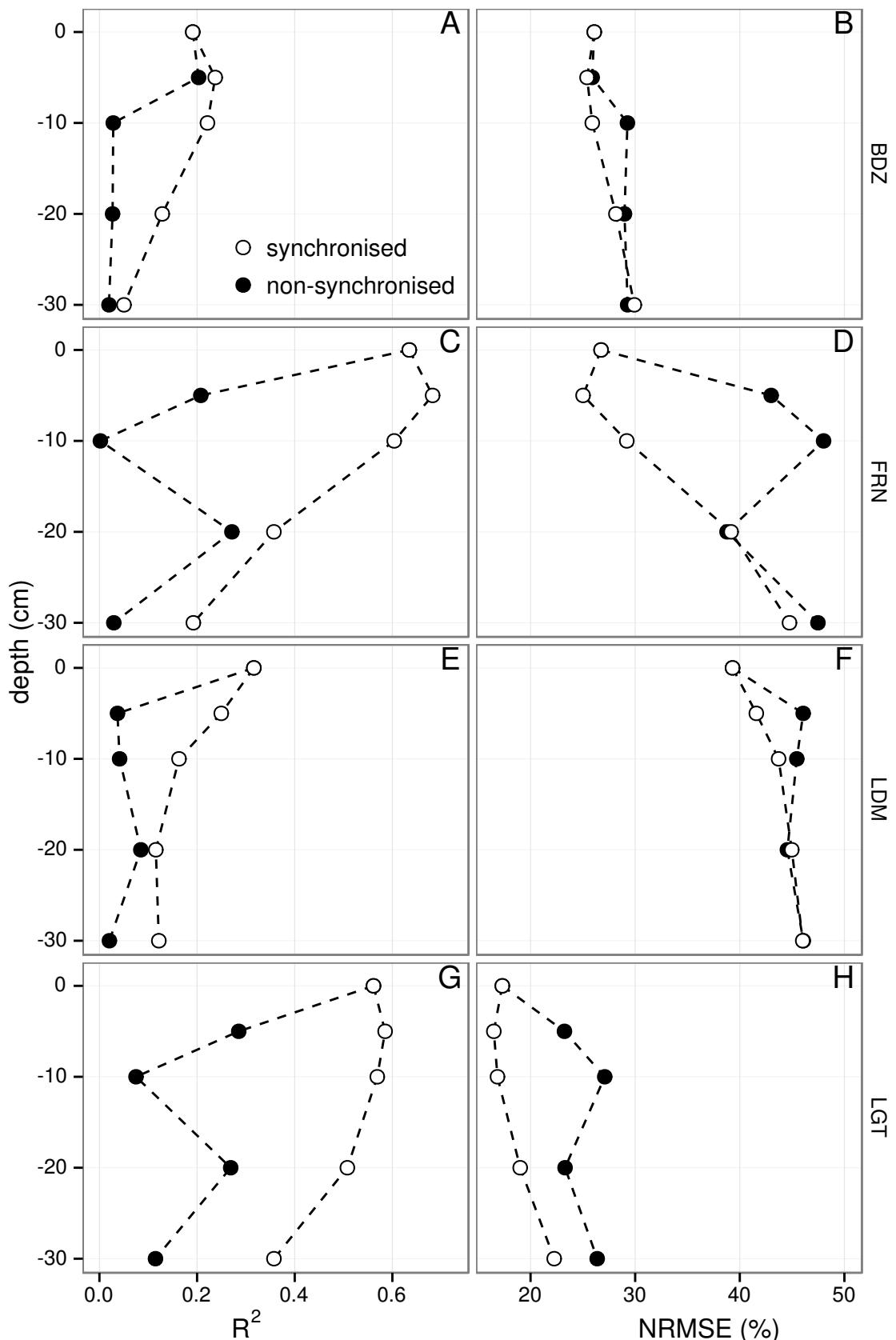


FIGURE 5.3 – Profile of  $R^2$  and NRMSE, (RMSE, normalized by the mean), with depth, in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT) using the exponential model.

### **5.3. Discussion**

---

1782 1.4 (Figure 5.4). It increased to about 2.5 at -5 cm depth, with both synchronised and  
1783 non-synchronised data. Below this depth,  $Q_{10}$  estimated with both methods either de-  
1784 creased downwards (non-synchronised) or increased (synchronised data) to unrealistic  
1785 values (Figure 5.4).

#### **1786 5.2.6 Différence entre mesures de jour et de nuit**

1787 For BDZ and LDM sites no significant differences were found between daytime and  
1788 nighttime data no matter which model was used, whereas differences were found for  
1789 FRN and LGT (Figure 5.5). In FRN, synchronisation increased the significance of the  
1790 differences :  $p < 0.001$  with and  $p < 0.01$  without synchronisation respectively. The  
1791 same pattern was found in LGT but with lower significance. Hence models using -5  
1792 cm depth with non-synchronised data are not significantly different but those using  
1793 synchronised data are. Note that, for LGT, the model using air temperature had a  
1794 daytime slope that was higher than the nighttime one, which was the opposite of all  
1795 the other cases.

#### **1796 5.2.7 Caractérisation de la tourbe**

1797 Elemental compositions were similar in all sites : 1–3%, 4–6% and <1% for N, H  
1798 and S respectively (Table 5.2). C content was mainly between 40 and 50 %, except at  
1799 the deeper levels in LDM and LGT where values were lower (< 32%).

## **1800 5.3 Discussion**

### **1801 5.3.1 Différence de RE entre les différents sites**

1802 The ER fluxes calculated in the 4 sites were in the same order of magnitude as those  
1803 of peatlands found in the literature. [Bortoluzzi \*et al.\* \(2006\)](#), for instance, found ER  
1804 values ranging from 2 to 5 during the same period as this study, i.e. July to October

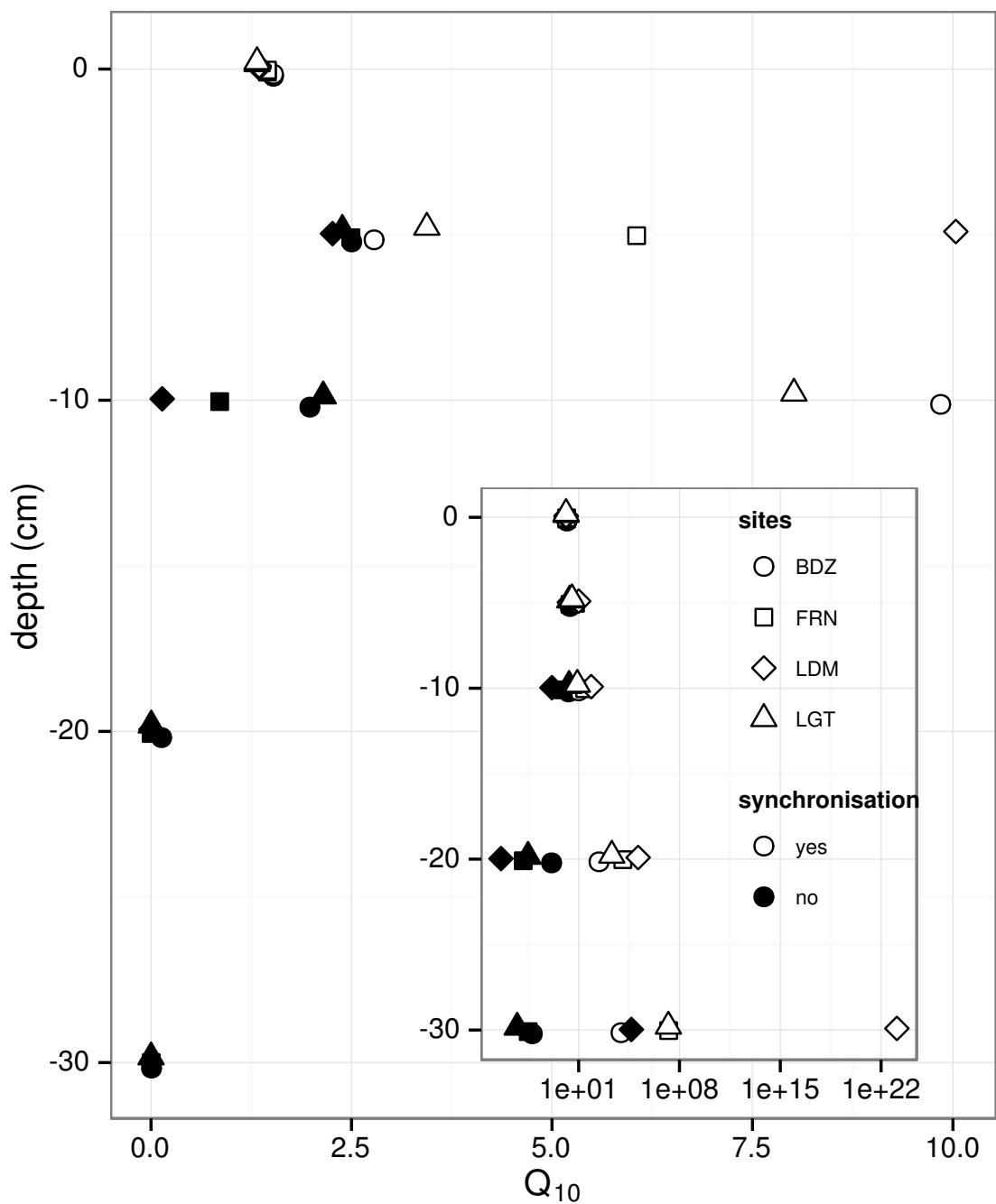


FIGURE 5.4 – Profile of  $Q_{10}$  with depth for synchronised (white) and non synchronised (black) data and exponential model in the 4 sites (Bernadouze : BDZ, Frasne : FRN, Landemarais : LDM, La Guette : LGT).

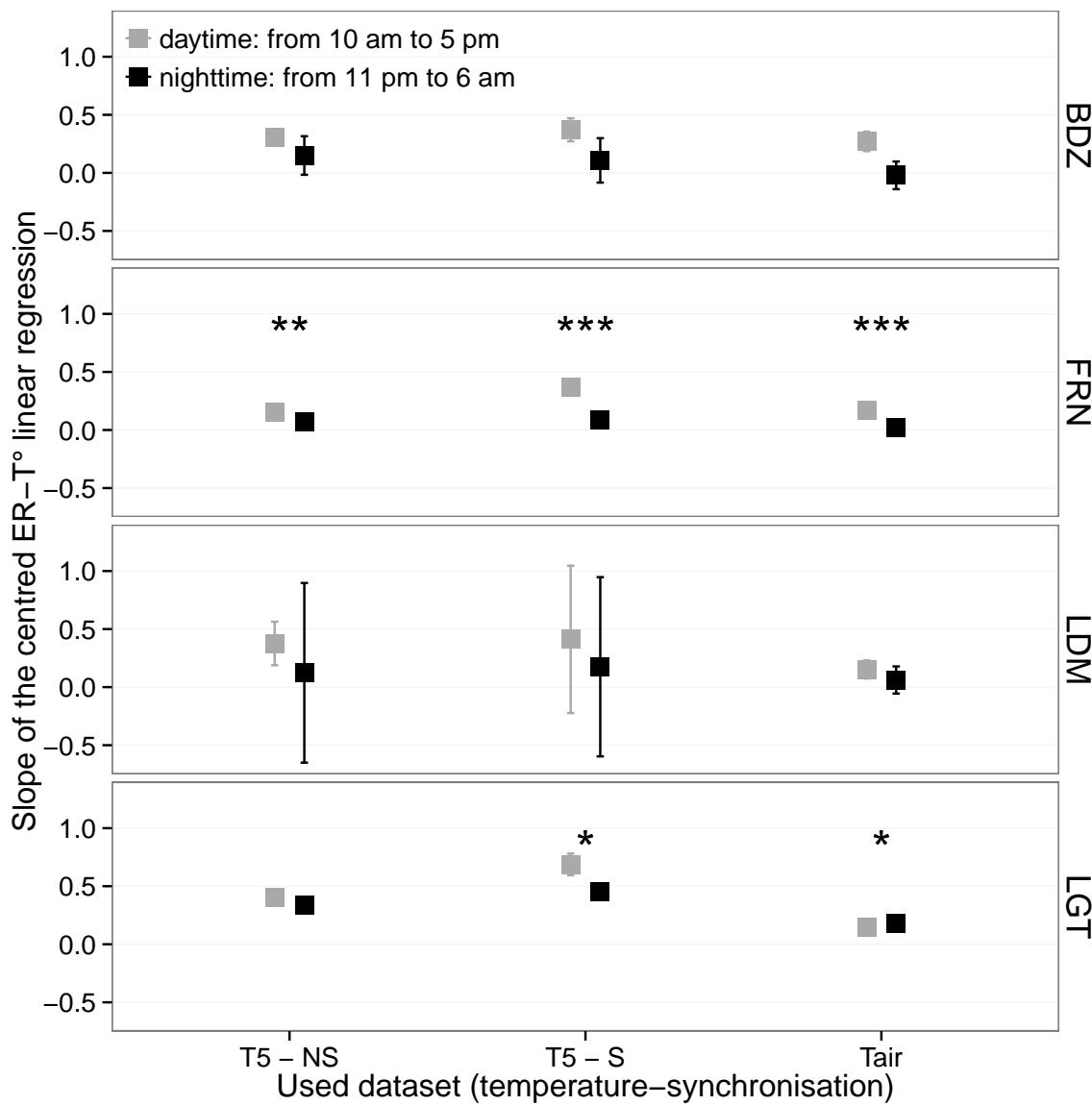


FIGURE 5.5 – Differences between daytime and nighttime measurements using 3 models : non-synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – NS), synchronised data at -5 cm depth temperature (T5 – S), and non-synchronised data at air temperature (Tair).

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

1833 was the only site with a slightly higher slope especially at -30 cm. This was expected  
1834 as soil diffusivity increases with wetness (Hillel, 2003) and LDM was the site with the  
1835 lowest water table level. This was confirmed by thermal conductivity measurements  
1836 conducted on the peat cores (data not shown). Overall, it should be noted that the  
1837 time-delays were similar in all the studied sites despite their variability in terms of ER  
1838 fluxes.

1839 **5.3.3 La synchronisation entre RE et la température améliore**  
1840 **la représentation de la sensibilité de RE à la température**

1841 In spite of the importance of lags between physical phenomena and biological  
1842 activities (Vargas *et al.*, 2010), few studies have addressed the effect of time-delays bet-  
1843 ween soil temperature and global biological activity (ER) at the daily timescale. At this  
1844 scale, we showed in peatlands that using synchronised data improved the representation  
1845 of the temperature sensitivity of ER. The improvement provided by synchronisation  
1846 was evidenced at shallow depth. The best goodness-of-fit obtained with synchronised  
1847 data and models using one temperature, was found at -5 cm depth. These observations  
1848 are in agreement with those of Pavelka *et al.* (2007) who also found a decreasing ef-  
1849 fect of synchronisation with depth. Such a lesser depth effect could be explained by  
1850 a simultaneous decrease in temperature amplitude. Because the goodness-of-fit of the  
1851 non-synchronised data increases at -20 cm, the synchronisation effect strongly decreases  
1852 at this depth. This pattern is visible, with various amplitudes, in the different sites.  
1853 It is explained by the 12 h time-delay (Figure 5.2) corresponding to a phase inversion  
1854 that occurs at this depth between the ER and the daily temperature courses. Such a  
1855 phase inversion was found deeper, at -30 cm by Pavelka *et al.* (2007), due to a higher  
1856 temperature diffusivity in mineral soils. Finally in our study these models, using syn-  
1857 chronised -5 cm depth temperature, show slightly higher  $R^2$  and lower NRMSE values  
1858 than those using surface air temperature.

**1859 5.3.4 Différence entre mesure de RE faite le jour et la nuit**

**1860** The significant differences observed between daytime and nighttime measurements  
**1861** corroborate other studies in which these differences were found using chamber tech-  
**1862** niques ([Juszczak \*et al.\*, 2012](#); [Darenova \*et al.\*, 2014](#)). The fact that some sites show  
**1863** significant differences (FRN and LGT) and not others (BDZ and LDM) seems to be  
**1864** linked to the variability between plots and temperature amplitude. When temperature  
**1865** amplitude was low, most of the variability originated from spatial variability between  
**1866** plots. This was also corroborated by a test done on LGT where we calculated the day  
**1867** and night differences only on the last two days when temperature amplitude was the  
**1868** greatest. As a result the significance increased from  $p < 0.05$  to  $p < 0.01$  for the syn-  
**1869** chronised model using -5 cm depth temperature and the differences observed in the  
**1870** model using air temperature were no longer significant any more ( $p > 0.05$ ).

**1871 5.3.5 La sensibilité du Q<sub>10</sub> à la profondeur de la température**  
**1872 et à la synchronisation**

**1873** In shallow layers ( $\leq 10$  cm), the Q<sub>10</sub> values calculated with non-synchronised data  
**1874** in the ranges that are usually reported, i.e. between 1.3 to 3.3 ([Raich et Schlesinger,](#)  
**1875** [1992](#)). At deeper levels in the peat profile ( $\geq 10$  cm), they reach 0 as the relationship  
**1876** between ER and the temperature weakens, and is not compensated by a long term  
**1877** evolution. A similar behaviour was found by [Pavelka \*et al.\* \(2007\)](#) even if this Q<sub>10</sub>  
**1878** decrease with depth is not usually seen and most studies show the opposite, namely  
**1879** an increase in Q<sub>10</sub> values with depth ([Graf \*et al.\*, 2008](#)). This apparent contradiction  
**1880** may be explained by the length of the study. Because of its short duration, the effect of  
**1881** the time-delays on ER were preponderant over the temperature effect. Synchronisation  
**1882** also led to meaningless high Q<sub>10</sub> values because synchronisation can explain a higher  
**1883** proportion of ER flux with a smaller temperature variation. Temperature amplitude  
**1884** decreases with depth because of soil dampening.

## 1885 5.4 Conclusions

1886 We showed that the time-delays between ER and soil temperatures at different  
1887 depths are significant on a daily timescale as the signals are shifted 30 minutes every  
1888 centimetre. At this scale the use of synchronised soil temperature, to take into account  
1889 these time-delays, can improve the representation of ER particularly in the first 10  
1890 centimetres. Only one of the studied sites showed highly significant differences between  
1891 daytime and nighttime measurements. However it is possible that such differences exist  
1892 in the other sites, depending on the environmental conditions (e.g. temperature am-  
1893 plitude) and spatial variability in the ER fluxes. Addressing questions of bio-physical  
1894 coupling in determining ER at different timescales requires high frequency observations  
1895 ([Vargas et al., 2011](#)). Even if the automated chamber technique is increasingly used, it  
1896 cannot be easily deployed in some sites due to tall vegetation, power supply difficulties,  
1897 or harsh environmental conditions. In contrast, temperature measurements at different  
1898 depths are easy to conduct, robust to harsh conditions and can be powered by a small  
1899 solar panel. A calibration campaign with human manipulated closed chambers could be  
1900 carried out to assess ER variability at different timescales. Coupling temperature pro-  
1901 file and punctual ER measurements and then using synchronised data in models may  
1902 be a good alternative in sites where automated chambers are not easily implantable.



<sup>1903</sup> Synthèse et perspectives

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

<sub>1904</sub> schéma conceptuel ? Modèles globaux (ORCHID, chloée)

### <sub>1905</sub> 5.5 Bilan du bilan (de C) ?

<sub>1906</sub> Flux fort

<sub>1907</sub> sensibilité param forte

<sub>1908</sub> Modèles multi annuel et pris en compte de la végétation

<sub>1909</sub> Quid des variations journalières dans un bilan annuel ?

<sub>1910</sub> Les prendre en compte améliorerait-il les modèles

<sub>1911</sub> modèles globaux ? **limitations des équations** : Plus généralement, la majorité des  
<sub>1912</sub> tourbières sont sous la neige une partie de l'année, ce qui n'arrive que rarement sur  
<sub>1913</sub> la tourbière de La Guette et une partie possède également des zones d'eau libre, qui  
<sub>1914</sub> n'existent pas sur ce site.

<sub>1915</sub> modèles globaux et profondeur de tourbe

### <sub>1916</sub> 5.6 Résilience de la tourbe par rapport aux

<sub>1917</sub> 2 années sèches qui précèdent le BdC

<sub>1918</sub> (lien chap 3 et 4)

### <sub>1919</sub> 5.7 Ouverture vers d'autre méthodes de me-

<sub>1920</sub> sures

<sub>1921</sub> — chambre automatique (lien chap 5, et chap 3 ?)

<sub>1922</sub> — tour eddy covariance (lien chap 5 et chap 3 ?)

# <sup>1923</sup> Bibliographie

- <sup>1924</sup> AERTS, R. et LUDWIG, F. (1997). Water-table changes and nutritional status affect  
<sup>1925</sup> trace gas emissions from laboratory columns of peatland soils. *Soil Biology and*  
<sup>1926</sup> *Biochemistry*, 29(11–12):1691–1698.
- <sup>1927</sup> ALM, J., SAARNIO, S., NYKÄNEN, H., SILVOLA, J. et MARTIKAINEN, P. (1999). Winter  
<sup>1928</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>1929</sup> *chemistry*, 44(2):163–186.
- <sup>1930</sup> ALM, J., TALANOV, A., SAARNIO, S., SILVOLA, J., IKKONEN, E., AALTONEN, H.,  
<sup>1931</sup> NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1997). Reconstruction of the carbon balance  
<sup>1932</sup> for microsites in a boreal oligotrophic pine fen, Finland. *Oecologia*, 110:423–431.
- <sup>1933</sup> ANDREJKO, M. J., FIENE, F. et COHEN, A. D. (1983). Comparison of ashing techniques  
<sup>1934</sup> for determination of the inorganic content of peats. In *Testing of Peats and Organic*  
<sup>1935</sup> *Soils : A Symposium*, volume 820, pages 5–10. ASTM International.
- <sup>1936</sup> ARCHER, D., EBY, M., BROVKIN, V., RIDGWELL, A., CAO, L., MIKOŁAJEWICZ, U.,  
<sup>1937</sup> CALDEIRA, K., MATSUMOTO, K., MUNHOVEN, G., MONTENEGRO, A. et OTHERS  
<sup>1938</sup> (2009). Atmospheric lifetime of fossil fuel carbon dioxide. *Annu. Rev. Earth Planet.*  
<sup>1939</sup> *Sci.*, 37(1):117.
- <sup>1940</sup> ARYA, S. P. (2001). *Introduction to Micrometeorology*, volume 79 de *International*  
<sup>1941</sup> *Geophysics Series*. Academic Press.
- <sup>1942</sup> AURELA, M., RIUTTA, T., LAURILA, T., TUOVINEN, J.-P., VESALA, T., TUITILA,  
<sup>1943</sup> E.-S., RINNE, J., HAAPANALA, S. et LAINE, J. (2007). CO<sub>2</sub> exchange of a sedge fen  
<sup>1944</sup> in southern Finland—the impact of a drought period. *Tellus B*, 59(5):826–837.
- <sup>1945</sup> BALLANTYNE, D. M., HRIBLJAN, J. A., PYPKER, T. G. et CHIMNER, R. A. (2014).  
<sup>1946</sup> Long-term water table manipulations alter peatland gaseous carbon fluxes in nor-  
<sup>1947</sup> thern Michigan. *Wetlands Ecol. Manage.*, 22(1):35–47.
- <sup>1948</sup> BATJES, N. H. (1996). Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *Eur. J. Soil*  
<sup>1949</sup> *Sci.*, 47(2):151–163.
- <sup>1950</sup> BEER, C., REICHSTEIN, M., TOMELELLI, E., CIAIS, P., JUNG, M., CARVALHAIS, N.,  
<sup>1951</sup> RÖDENBECK, C., ARAIN, M. A., BALDOCCHI, D., BONAN, G. B., BONDEAU, A.,  
<sup>1952</sup> CESCATTI, A., LASSLOP, G., LINDROTH, A., LOMAS, M., LUSSAERT, S., MARGO-  
<sup>1953</sup> LIS, H., OLESON, K. W., ROUPSARD, O., VEENENDAAL, E., VIOVY, N., WILLIAMS,  
<sup>1954</sup> C., WOODWARD, F. I. et PAPALE, D. (2010). Terrestrial Gross Carbon Dioxide Up-  
<sup>1955</sup> take : Global Distribution and Covariation with Climate. *Science*, 329(5993):834–838.
- <sup>1956</sup> BELLISARIO, L. M., BUBIER, J. L., MOORE, T. R. et CHANTON, J. P. (1999). Controls  
<sup>1957</sup> on CH<sub>4</sub> emissions from a northern peatland. *Global Biogeochemical Cycles*, 13(1):81–  
<sup>1958</sup> 91.

- 1959 BLODAU, C. (2002). Carbon cycling in peatlands. A review of processes and controls.  
 1960     *Environmental Reviews*, 10(2):111–134.
- 1961 BLODAU, C., BASILIKO, N. et MOORE, T. R. (2004). Carbon turnover in peatland  
 1962     mesocosms exposed to different water table levels. *Biogeochemistry*, 67(3):331–351.
- 1963 BOND-LAMBERTY, B. et THOMSON, A. (2010). Temperature-associated increases in  
 1964     the global soil respiration record. *Nature*, 464(7288):579–582.
- 1965 BORTOLUZZI, E., EPRON, D., SIEGENTHALER, A., GILBERT, D. et BUTTLER, A.  
 1966     (2006). Carbon balance of a European mountain bog at contrasting stages of re-  
 1967     generation. *New Phytol.*, 172(4):708–718.
- 1968 BUBIER, J., COSTELLO, A., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et SAVAGE, K. (1993).  
 1969     Microtopography and methane flux in boreal peatlands, northern Ontario, Canada.  
 1970     *Canadian Journal of Botany*, 71(8):1056–1063.
- 1971 BUBIER, J. L., BHATIA, G., MOORE, T. R., ROULET, N. T. et LAFLEUR, P. M. (2003).  
 1972     Spatial and Temporal Variability in Growing-Season Net Ecosystem Carbon Dioxide  
 1973     Exchange at a Large Peatland in Ontario, Canada. *Ecosystems*, 6:353–367.
- 1974 BUBIER, J. L., CRILL, P. M., MOORE, T. R., SAVAGE, K. et VARNER, R. K. (1998).  
 1975     Seasonal patterns and controls on net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange in a boreal peatland  
 1976     complex. *Global Biogeochemical Cycles*, 12(4):703–714.
- 1977 BUBIER, J. L., MOORE, T. R., BELLISARIO, L., COMER, N. T. et CRILL, P. M. (1995).  
 1978     Ecological controls on methane emissions from a Northern Peatland Complex in the  
 1979     zone of discontinuous permafrost, Manitoba, Canada. *Global Biogeochemical Cycles*,  
 1980     9(4):455–470.
- 1981 BUCKLAND, P. C. (1993). Peatland archaeology : a conservation resource on the edge  
 1982     of extinction. *Biodivers. Conserv.*, 2(5):513–527.
- 1983 CAI, T., FLANAGAN, L. B. et SYED, K. H. (2010). Warmer and drier conditions  
 1984     stimulate respiration more than photosynthesis in a boreal peatland ecosystem :  
 1985     Analysis of automatic chambers and eddy covariance measurements. *Plant Cell  
 1986     Environ.*, 33(3):394–407.
- 1987 CHAPMAN, S., BUTTLER, A., FRANCEZ, A.-J., LAGGOUN-DÉFARGE, F., VASANDER,  
 1988     H., SCHLOTER, M., COMBE, J., GROSVERNIER, P., HARMS, H., EPRON, D. et  
 1989     OTHERS (2003). Exploitation of northern peatlands and biodiversity maintenance :  
 1990     a conflict between economy and ecology. *Front. Ecol. Environ.*, 1(10):525–532.
- 1991 CHRISTENSEN, J. H., HEWITSON, B., BUSUIOC, A., CHEN, A., GAO, X., HELD, R.,  
 1992     JONES, R., KOLLI, R. K., KWON, W. K., LAPRISE, R. et OTHERS (2007). Regional  
 1993     climate projections. *Clim. Change 2007 Phys. Sci. Basis Contrib. Work. Group  
 1994     Fourth Assess. Rep. Intergov. Panel Clim. Change Univ. Press Camb. Chapter 11*,  
 1995     pages 847–940.
- 1996 CHRISTENSEN, J. H., KANIKICHLARLA, K. K., MARSHALL, G. et TURNER, J. (2013).  
 1997     Climate phenomena and their relevance for future regional climate change.

- 1998 CIAIS, P., SABINE, C., BALA, G., BOPP, L., BROVKIN, V., CANADELL, J., CHHABRA,  
 1999 A., DEFRIES, R., GALLOWAY, J., HEIMANN, M. et OTHERS (2014). Carbon and  
 2000 other biogeochemical cycles. In *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis.*  
 2001 *Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovern-*  
 2002 *mental Panel on Climate Change*, pages 465–570. Cambridge University Press.
- 2003 CLYMO, R. S., TURUNEN, J. et TOLONEN, K. (1998). Carbon accumulation in peat-  
 2004 land. *Oikos*, pages 368–388.
- 2005 COLMER, T. D. (2003). Long-distance transport of gases in plants : a perspective on  
 2006 internal aeration and radial oxygen loss from roots. *Plant Cell Environ.*, 26(1):17–36.
- 2007 CROW, S. E. et WIEDER, R. K. (2005). Sources of CO<sub>2</sub> emission from a northern  
 2008 peatland : root respiration, exudation, and decomposition. *Ecology*, 86(7):1825–1834.
- 2009 CURIEL YUSTE, J., JANSSENS, I. A., CARRARA, A. et CEULEMANS, R. (2004). Annual  
 2010 Q<sub>10</sub> of soil respiration reflects plant phenological patterns as well as temperature  
 2011 sensitivity. *Global Change Biol.*, 10(2):161–169.
- 2012 DARENOVA, E., PAVELKA, M. et ACOSTA, M. (2014). Diurnal deviations in the rela-  
 2013 tionship between CO<sub>2</sub> efflux and temperature : A case study. *CATENA*, 123:263–269.
- 2014 DAVIDSON, E. A., JANSSENS, I. A. et LUO, Y. (2006). On the variability of respiration  
 2015 in terrestrial ecosystems : moving beyond Q<sub>10</sub>. *Global Change Biol.*, 12(2):154–164.
- 2016 DINSMORE, K. J., SKIBA, U. M., BILLETT, M. F. et REES, R. M. (2009). Effect  
 2017 of water table on greenhouse gas emissions from peatland mesocosms. *Plant Soil*,  
 2018 318(1-2):229–242.
- 2019 ESWARAN, H., VAN DEN BERG, E. et REICH, P. (1993). Organic carbon in soils of  
 2020 the world. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57(1):192–194.
- 2021 FANG, C. et MONCRIEFF, J. (2001). The dependence of soil CO<sub>2</sub> efflux on temperature.  
 2022 *Soil Biol. Biochem.*, 33(2):155–165.
- 2023 FAROUKI, O. (1981). *Thermal properties of soils*. Series on rock and soil mechanics.  
 2024 Trans Tech Pub., Rockport, MA.
- 2025 FARQUHAR, G. D., VON CAEMMERER, S. et BERRY, J. A. (1980). A biochemical model  
 2026 of photosynthetic CO<sub>2</sub> assimilation in leaves of C<sub>3</sub> species. *Planta*, 149(1):78–90.
- 2027 FRANCEZ, A.-J. (2000). La dynamique du carbone dans les tourbières à Sphagnum,  
 2028 de la sphaine à l'effet de serre. *L'Année Biologique*, 39:205–270.
- 2029 FROLKING, S., TALBOT, J., JONES, M. C., TREAT, C. C., KAUFFMAN, J. B., TUIT-  
 2030 TILA, E.-S. et ROULET, N. (2011). Peatlands in the Earth's 21st century climate  
 2031 system. *Environ. Rev.*, 19(NA):371–396.
- 2032 GIRARD, M. C., WALTER, C., REMY, J. C., BERTHELIN, J. et MOREL, J. L. (2011).  
 2033 *Sols et Environnement*, (2e édn), volume 28 de *Sciences Sup.* Editions Dunod : Paris,  
 2034 Vottem, Belgique, 2nd édition édition.

- 2035 GOGO, S., GUIMBAUD, C., LAGGOUN-DÉFARGE, F., CATOIRE, V. et ROBERT, C.  
2036 (2011). In situ quantification of CH<sub>4</sub> bubbling events from a peat soil using a new  
2037 infrared laser spectrometer. *Journal of Soils and Sediments*, 11:545–551.
- 2038 GORHAM, E. (1991). Northern Peatlands : Role in the Carbon Cycle and Probable  
2039 Responses to Climatic Warming. *Ecol. Appl.*, 1(2):182–195.
- 2040 GÖRRES, C. M., KUTZBACH, L. et ELSGAARD, L. (2014). Comparative modeling of  
2041 annual CO<sub>2</sub> flux of temperate peat soils under permanent grassland management.  
2042 *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 186:64–76.
- 2043 GRAF, A., WEIHERMÜLLER, L., HUISMAN, J. A., HERBST, M., BAUER, J. et VEREE-  
2044 CKEN, H. (2008). Measurement depth effects on the apparent temperature sensitivity  
2045 of soil respiration in field studies. *Biogeosciences*, 5(3):1867–1898.
- 2046 GUIMBAUD, C., CATOIRE, V., GOGO, S., ROBERT, C., CHARTIER, M., LAGGOUN-  
2047 DÉFARGE, F., GROSSEL, A., ALBÉRIC, P., POMATHIOD, L., NICOUILLAUD, B. et  
2048 RICHARD, G. (2011). A portable infrared laser spectrometer for flux measurements  
2049 of trace gases at the geosphere-atmosphere interface. *Measurement Science & Tech-*  
2050 *nology*, 22(7):1–17.
- 2051 GUNNARSSON, U. (2005). Global patterns of Sphagnum productivity. *Journal of*  
2052 *Bryology*, 27(3):269–279.
- 2053 GÜNTHER, A., HUTH, V., JURASINSKI, G. et GLATZEL, S. (2014). The effect of bio-  
2054 mass harvesting on greenhouse gas emissions from a rewetted temperate fen. *GCB*  
2055 *Bioenergy*, pages n/a–n/a.
- 2056 HARRIS, D. C. (2010). Charles David Keeling and the Story of Atmospheric CO<sub>2</sub>  
2057 Measurements†. *Anal. Chem.*, 82(19):7865–7870.
- 2058 HILLEL, D. (2003). Soil temperature and heat flow. In *Introduction to Environmental*  
2059 *Soil Physics*. Academic Press. {DOI :10.1016/B978-012348655-4/50013-7}.
- 2060 ISE, T., DUNN, A. L., WOFSY, S. C. et MOORCROFT, P. R. (2008). High sensitivity of  
2061 peat decomposition to climate change through water-table feedback. *Nat. Geosci.*,  
2062 1(11):763–766.
- 2063 JACOBS, C. M. J., JACOBS, A. F. G., BOSVELD, F. C., HENDRIKS, D. M. D., HENSEN,  
2064 A., KROON, P. S., MOORS, E. J., NOL, L., SCHRIER-UIJL, A. et VEENENDAAL, E. M.  
2065 (2007). Variability of annual CO<sub>2</sub> exchange from Dutch grasslands. *Biogeosciences*,  
2066 4(5):803–816.
- 2067 JOABSSON, A., CHRISTENSEN, T. R. et WALLÉN, B. (1999). Vascular plant controls  
2068 on methane emissions from northern peatforming wetlands. *Trends in Ecology &*  
2069 *Evolution*, 14(10):385–388.
- 2070 JONES, M. C. et YU, Z. (2010). Rapid deglacial and early Holocene expansion of  
2071 peatlands in Alaska. *PNAS*, 107(16):7347–7352.

- 2072 JOOS, F., ROTH, R., FUGLESTVEDT, J. S., PETERS, G. P., ENTING, I. G., VON BLOH,  
2073 W., BROVKIN, V., BURKE, E. J., EBY, M., EDWARDS, N. R., FRIEDRICH, T., FRÖ-  
2074 LICHER, T. L., HALLORAN, P. R., HOLDEN, P. B., JONES, C., KLEINEN, T., MAC-  
2075 KENZIE, F. T., MATSUMOTO, K., MEINSHAUSEN, M., PLATTNER, G.-K., REISIN-  
2076 GER, A., SEGGSCHNEIDER, J., SHAFFER, G., STEINACHER, M., STRASSMANN, K.,  
2077 TANAKA, K., TIMMERMANN, A. et WEAVER, A. J. (2013). Carbon dioxide and  
2078 climate impulse response functions for the computation of greenhouse gas metrics :  
2079 a multi-model analysis. *Atmos. Chem. Phys.*, 13(5):2793–2825.
- 2080 JOOSTEN, H. et CLARKE, D. (2002). *Wise use of mires and peatlands*. International  
2081 mire conservation group.
- 2082 JUNE, T., EVANS, J. R. et FARQUHAR, G. D. (2004). A simple new equation for the  
2083 reversible temperature dependence of photosynthetic electron transport : a study on  
2084 soybean leaf. *Funct. Plant Biol.*, 31(3):275–283. WOS :000220831200008.
- 2085 JUSZCZAK, R., ACOSTA, M. et OLEJNIK, J. (2012). Comparison of daytime and night-  
2086 time ecosystem respiration measured by the closed chamber technique on temperate  
2087 mire in Poland. *Pol. J. Environ. Stud.*, 21(3):643–658.
- 2088 KAUFMAN, D. S., AGER, T. A., ANDERSON, N. J., ANDERSON, P. M., ANDREWS,  
2089 J. T., BARTLEIN, P. J., BRUBAKER, L. B., COATS, L. L., CWYNAR, L. C., DUVALL,  
2090 M. L., DYKE, A. S., EDWARDS, M. E., EISNER, W. R., GAJEWSKI, K., GEIRSDÓT-  
2091 TIR, A., HU, F. S., JENNINGS, A. E., KAPLAN, M. R., KERWIN, M. W., LOZHKNIN,  
2092 A. V., MACDONALD, G. M., MILLER, G. H., MOCK, C. J., OSWALD, W. W., OTTO-  
2093 BLIESNER, B. L., PORINCHU, D. F., RÜHLAND, K., SMOL, J. P., STEIG, E. J. et  
2094 WOLFE, B. B. (2004). Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180°W).  
2095 *Quaternary Science Reviews*, 23(5–6):529–560.
- 2096 KENNEDY, G. W. et PRICE, J. S. (2005). A conceptual model of volume-change controls  
2097 on the hydrology of cutover peats. *J. Hydrol.*, 302(1–4):13–27.
- 2098 KETCHESON, S. J. et PRICE, J. S. (2014). Characterization of the fluxes and stores of  
2099 water within newly formed Sphagnum moss cushions and their environment. *Ecohy-  
2100 drology*, 7(2):771–782.
- 2101 KETTUNEN, A., KAITALA, V., ALM, J., SILVOLA, J., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN,  
2102 P. J. (1996). Cross-correlation analysis of the dynamics of methane emissions from  
2103 a boreal peatland. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 10(3):457–471.
- 2104 KIM, J. et VERMA, S. B. (1992). Soil surface CO<sub>2</sub> flux in a Minnesota peatland.  
2105 *Biogeochemistry*, 18(1):37–51.
- 2106 LAI, D. (2009). Methane Dynamics in Northern Peatlands : A Review. *Pedosphere*,  
2107 19(4):409–421.
- 2108 LAIHO, R. (2006). Decomposition in peatlands : Reconciling seemingly contrasting  
2109 results on the impacts of lowered water levels. *Soil Biology and Biochemistry*, 38(8):  
2110 2011–2024.

- 2111 LANDVA, A. O., KORPIJAAKKO, E. O. et PHEENEY, P. E. (1983). Geotechnical clas-  
2112 sification of peats and organic soils. In *Testing of peats and organic soils*, volume  
2113 820, pages 37–51.
- 2114 LAPPALAINEN, E. (1996). *Global peat resources*, volume 4. International Peat Society  
2115 Jyskä.
- 2116 LELIEVELD, J. O. S., CRUTZEN, P. J. et DENTENER, F. J. (1998). Changing concentra-  
2117 tion, lifetime and climate forcing of atmospheric methane. *Tellus B*, 50(2):128–150.
- 2118 LIMPENS, J., BERENDSE, F., BLODAU, C., CANADELL, J. G., FREEMAN, C., HOLDEN,  
2119 J., ROULET, N., RYDIN, H. et SCHAEPMAN-STRUB, G. (2008). Peatlands and the  
2120 carbon cycle : from local processes to global implications – a synthesis. *Biogeos-  
2121 ciences*, 5(2):1475–1491.
- 2122 LIVINGSTON, G. P. et HUTCHINSON, G. L. (1995). Enclosure-based measurement of  
2123 trace gas exchange : applications and sources of error. *Biog. Trace Gases Meas.  
2124 Emiss. Soil Water*, pages 14–51.
- 2125 LONG, K. D., FLANAGAN, L. B. et CAI, T. (2010). Diurnal and seasonal variation in  
2126 methane emissions in a northern Canadian peatland measured by eddy covariance.  
2127 *Global Change Biology*, 16(9):2420–2435.
- 2128 LUND, M., CHRISTENSEN, T. R., LINDROTH, A. et SCHUBERT, P. (2012). Effects  
2129 of drought conditions on the carbon dioxide dynamics in a temperate peatland.  
2130 *Environ. Res. Lett.*, 7(4):045704.
- 2131 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006a). Chapter 5 - Controlling factors. In LUO, Y. et ZHOU,  
2132 X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 79 – 105. Academic Press,  
2133 Burlington.
- 2134 LUO, Y. et ZHOU, X. (2006b). Chapter 8 - Methods of measurements and estimations.  
2135 In LUO, Y. et ZHOU, X., éditeurs : *Soil Respiration and the Environment*, pages 161  
2136 – 185. Academic Press, Burlington.
- 2137 MACDONALD, G. M., BEILMAN, D. W., KREMENETSKI, K. V., SHENG, Y., SMITH,  
2138 L. C. et VELICHKO, A. A. (2006). Rapid early development of circumarctic peatlands  
2139 and atmospheric CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> variations. *Science*, 314(5797):285–288.
- 2140 MAHECHA, M. D., REICHSTEIN, M., CARVALHAIS, N., LASSLOP, G., LANGE, H., SE-  
2141 NEVIRATNE, S. I., VARGAS, R., AMMANN, C., ARAIN, M. A., CESCATTI, A., JANS-  
2142 SENS, I. A., MIGLIAVACCA, M., MONTAGNANI, L. et RICHARDSON, A. D. (2010).  
2143 Global Convergence in the Temperature Sensitivity of Respiration at Ecosystem Le-  
2144 vel. *Science*, 329(5993):838–840.
- 2145 MANNEVILLE, O. (1999). *Le monde des tourbières et des marais : France, Suisse,  
2146 Belgique et Luxembourg*. Delachaux & Niestle.
- 2147 MOORE, T. R., BUBIER, J. L., FROLKING, S. E., LAFLEUR, P. M. et ROULET, N. T.  
2148 (2002). Plant biomass and production and CO<sub>2</sub> exchange in an ombrotrophic bog.  
2149 *Journal of Ecology*, 90(1):25–36.

- 2150 MUNIR, T. M., PERKINS, M., KAING, E. et STRACK, M. (2015). Carbon dioxide  
 2151 flux and net primary production of a boreal treed bog : Responses to warming and  
 2152 water-table-lowering simulations of climate change. *Biogeosciences*, 12(4):1091–1111.
- 2153 NATIONAL WETLANDS WORKING GROUP (1997). *The Canadian wetland classifica-*  
 2154 *tion system*. University of Waterloo, Waterloo, Ontario, 2nd edition édition.
- 2155 ORLOWSKY, B. et SENEVIRATNE, S. I. (2012). Global changes in extreme events :  
 2156 regional and seasonal dimension. *Clim. Change*, 110(3-4):669–696.
- 2157 PARKIN, T. B. et KASPAR, T. C. (2003). Temperature Controls on Diurnal Carbon  
 2158 Dioxide Flux. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67(6):1763–1772.
- 2159 PAVELKA, M., ACOSTA, M., MAREK, M. V., KUTSCH, W. et JANOUS, D. (2007).  
 2160 Dependence of the  $Q_{10}$  values on the depth of the soil temperature measuring point.  
 2161 *Plant Soil*, 292(1-2):171–179.
- 2162 PEICHL, M., ÖQUIST, M., LÖFVENIUS, M. O., ILSTEDT, U., SAGERFORS, J., GRELLE,  
 2163 A., LINDROTH, A. et NILSSON, M. B. (2014). A 12-year record reveals pre-growing  
 2164 season temperature and water table level threshold effects on the net carbon dioxide  
 2165 exchange in a boreal fen. *Environ. Res. Lett.*, 9(5):055006.
- 2166 PELLETIER, L., MOORE, T. R., ROULET, N. T., GARNEAU, M. et BEAULIEU-AUDY,  
 2167 V. (2007). Methane fluxes from three peatlands in the La Grande Riviere watershed,  
 2168 James Bay lowland, Canada. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).
- 2169 PHILLIPS, C. L., NICKERSON, N., RISK, D. et BOND, B. J. (2011). Interpreting diel  
 2170 hysteresis between soil respiration and temperature. *Global Change Biol.*, 17(1):515–  
 2171 527.
- 2172 POST, W. M., EMANUEL, W. R., ZINKE, P. J. et STANGENBERGER, A. G. (1982). Soil  
 2173 carbon pools and world life zones. *Nature*, 298:156–159.
- 2174 PRATHER, M. J., HOLMES, C. D. et HSU, J. (2012). Reactive greenhouse gas scenar-  
 2175 os : Systematic exploration of uncertainties and the role of atmospheric chemistry.  
 2176 *Geophys. Res. Lett.*, 39(9):L09803.
- 2177 PRENTICE, I. C., FARQUHAR, G. D., FASHAM, M. J. R., GOULDEN, M. L., HEIMANN,  
 2178 M., JARAMILLO, V. J., KHESHGI, H. S., LEQUÉRÉ, C., SCHOLES, R. J. et WALLACE,  
 2179 D. W. R. (2001). The Carbon Cycle and Atmospheric Carbon Dioxide. In HOUGH-  
 2180 TON, J. T., DING, Y., GRIGGS, D. J., NOGUER, M., VAN DER LINDEN, P. J., DAI,  
 2181 X., MASKELL, K. et JOHNSON, C. A., éditeurs : *Climate Change 2001 : the Scienti-  
 2182 fic Basis. Contributions of Working Group I to the Third Assessment Report of the  
 2183 Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 185–237. Cambridge University  
 2184 Press, Cambridge, UK.
- 2185 PUMPANEN, J., KOLARI, P., ILVESNIEMI, H., MINKKINEN, K., VESALA, T., NIINISTÖ,  
 2186 S., LOHILA, A., LARMOLA, T., MORENO, M., PIHLATIE, M., JANSSENS, I., YUSTE,  
 2187 J. C., GRÜNZWEIG, J. M., RETH, S., SUBKE, J.-A., SAVAGE, K., KUTSCH, W., ØS-  
 2188 TRENG, G., ZIEGLER, W., ANTHONI, P., LINDROTH, A. et HARI, P. (2004). Com-  
 2189 parison of different chamber techniques for measuring soil CO<sub>2</sub> efflux. *Agric. For.  
 2190 Meteorol.*, 123(3–4):159–176.

- 2191 RAICH, J. W. et SCHLESINGER, W. H. (1992). The global carbon dioxide flux in soil  
2192 respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus B*, 44(2):81–99.
- 2193 RAMEAU, J.-C., MANSION, D. et DUMÉ, G. (2008). *Flore forestière française : Plaines*  
2194 *et collines*. Forêt privée française.
- 2195 RAMSAR, C. (1987). *Convention relative aux zones humides d'importance internatio-*  
2196 *nale particulièrement comme habitats des oiseaux d'eau, (Ramsar, Iran, 1971) telle*  
2197 *qu'amendée en 1982 et 1987.*
- 2198 ROBERT, C. (2007). Simple, stable, and compact multiple-reflection optical cell for  
2199 very long optical paths. *Appl. Opt.*, 46(22):5408.
- 2200 ROBERT, M. et SAUGIER, B. (2003). Contribution des écosystèmes continentaux à la  
2201 séquestration du carbone. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(6–7):577–595.
- 2202 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013a). Peat and organic soil. In *The biology of Peatlands*,  
2203 pages 85–107. Oxford University Press.
- 2204 RYDIN, H. et JEGLUM, J. (2013b). Productivity and peat accumulation. In *The biology*  
2205 *of Peatlands*, pages 254–273. Oxford University Press.
- 2206 SIEGENTHALER, U. et OESCHGER, H. (1987). Biospheric CO<sub>2</sub> emissions during the  
2207 past 200 years reconstructed by deconvolution of ice core data. *Tellus B*, 39B(1–  
2208 2):140–154.
- 2209 SILVOLA, J., ALM, J., AHLHOLM, U., NYKÄNEN, H. et MARTIKAINEN, P. J. (1996).  
2210 The contribution of plant roots to CO<sub>2</sub> fluxes from organic soils. *Biol Fertil Soils*,  
2211 23(2):126–131.
- 2212 SMITH, L. C., MACDONALD, G. M., VELICHKO, A. A., BEILMAN, D. W., BORISOVA,  
2213 O. K., FREY, K. E., KREMENETSKI, K. V. et SHENG, Y. (2004). Siberian Peatlands  
2214 a Net Carbon Sink and Global Methane Source Since the Early Holocene. *Science*,  
2215 303(5656):353–356.
- 2216 SONNENTAG, O., VAN DER KAMP, G., BARR, A. G. et CHEN, J. M. (2010). On the  
2217 relationship between water table depth and water vapor and carbon dioxide fluxes  
2218 in a minerotrophic fen. *Glob. Change Biol.*, 16(6):1762–1776.
- 2219 STRACK, M. (2008). *Peatlands and climate change*. IPS, International Peat Society,  
2220 Jyväskylä, Finland.
- 2221 STRACK, M., WALLER, M. F. et WADDINGTON, J. M. (2006). Sedge succession and  
2222 peatland methane dynamics : A potential feedback to climate change. *Ecosystems*,  
2223 9(2):278–287.
- 2224 STRACK, M. et ZUBACK, Y. C. A. (2013). Annual carbon balance of a peatland 10 yr  
2225 following restoration. *Biogeosciences*, 10(5):2885–2896.
- 2226 TREAT, C. C., BUBIER, J. L., VARNER, R. K. et CRILL, P. M. (2007). Timescale  
2227 dependence of environmental and plant-mediated controls on CH<sub>4</sub> flux in a temperate  
2228 fen. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 112(G1).

- 2229 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2012). Methane fluxes from a  
2230 patterned fen of the northeastern part of the La Grande river watershed, James Bay,  
2231 Canada. *Biogeochemistry*, 113(1-3):409–422.
- 2232 TRUDEAU, N. C., GARNEAU, M. et PELLETIER, L. (2014). Interannual variability in  
2233 the CO<sub>2</sub> balance of a boreal patterned fen, James Bay, Canada. *Biogeochemistry*,  
2234 118(1-3):371–387.
- 2235 TURETSKY, M. R., TREAT, C. C., WALDROP, M. P., WADDINGTON, J. M., HAR-  
2236 DEN, J. W. et MC GUIRE, A. D. (2008). Short-term response of methane fluxes and  
2237 methanogen activity to water table and soil warming manipulations in an Alaskan  
2238 peatland. *J. Geophys. Res. Biogeosciences 2005–2012*, 113(G3).
- 2239 TURUNEN, J., TOMPOPO, E., TOLONEN, K. et REINIKAINEN, A. (2002). Estimating  
2240 carbon accumulation rates of undrained mires in Finland—application to boreal and  
2241 subarctic regions. *The Holocene*, 12(1):69–80.
- 2242 UPDEGRAFF, K., BRIDGHAM, S. D., PASTOR, J., WEISHAMPEL, P. et HARTH, C.  
2243 (2001). Response of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> emissions from peatlands to warming and water  
2244 table manipulation. *Ecol. Appl.*, 11(2):311–326.
- 2245 VARGAS, R., BALDOCCHI, D. D., ALLEN, M. F., BAHN, M., BLACK, T. A., COLLINS,  
2246 S. L., YUSTE, J. C., HIRANO, T., JASSAL, R. S., PUMPANEN, J. et TANG, J. (2010).  
2247 Looking deeper into the soil : biophysical controls and seasonal lags of soil CO<sub>2</sub>  
2248 production and efflux. *Ecol. Appl.*, 20(6):1569–1582.
- 2249 VARGAS, R., CARBONE, M. S., REICHSTEIN, M. et BALDOCCHI, D. D. (2011). Frontiers  
2250 and challenges in soil respiration research : from measurements to model-data  
2251 integration. *Biogeochemistry*, 102(1-3):1–13.
- 2252 VIEL, E., BINET, S., GOGO, S. et LAGGOUN-DÉFARGE, F. (2015). Tree invasion  
2253 controls the drainage pattern in La Guette peatland (France) : impact on the water  
2254 storage capacity of the peat. *Journal of Hydrology (submitted)*.
- 2255 WADDINGTON, J. M. et ROULET, N. T. (2000). Carbon balance of a boreal patterned  
2256 peatland. *Global Change Biology*, 6(1):87–97.
- 2257 WELTZIN, J. F., PASTOR, J., HARTH, C., BRIDGHAM, S. D., UPDEGRAFF, K. et CHA-  
2258 PIN, C. T. (2000). Response of bog and fen plant communities to warming and  
2259 water-table manipulations. *Ecology*, 81(12):3464–3478.
- 2260 WHALEN, S. (2005). Biogeochemistry of Methane Exchange between Natural Wetlands  
2261 and the Atmosphere. *Environmental Engineering Science*, 22(1):73–94.
- 2262 WORRALL, F., BURT, T., ROWSON, J., WARBURTON, J. et ADAMSON, J. (2009).  
2263 The multi-annual carbon budget of a peat-covered catchment. *Science of The Total  
2264 Environment*, 407(13):4084–4094.
- 2265 WUEBBLES, D. J. et HAYHOE, K. (2002). Atmospheric methane and global change.  
2266 *Earth-Sci. Rev.*, 57(3):177–210.

- 2267 YU, Z., BEILMAN, D. W. et JONES, M. C. (2009). Sensitivity of northern peatland car-  
2268 bon dynamics to Holocene climate change. In *Carbon cycling in northern peatlands*,  
2269 volume 184, pages 55–69. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Se-  
2270 ries Washington, DC.
- 2271 YU, Z., LOISEL, J., BROSSEAU, D. P., BEILMAN, D. W. et HUNT, S. J. (2010). Global  
2272 peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophys. Res. Lett.*, 37(13).
- 2273 ZHU, X., SONG, C., SWARZENSKI, C. M., GUO, Y., ZHANG, X. et WANG, J. (2015).  
2274 Ecosystem-atmosphere exchange of CO<sub>2</sub> in a temperate herbaceous peatland in the  
2275 Sanjiang plain of northeast China. *Ecol. Eng.*, 75:16–23.

# Index

2276	<b>A</b>
2277	atterrissement ..... 11
2278	<b>C</b>
2279	carbone
2280	stock ..... 12
2281	changements globaux ..... 2, 14
2282	<b>E</b>
2283	échange net de l'écosystème
2284	contrôle ..... 21
2285	<b>P</b>
2286	paludification ..... 11
2287	photosynthèse ..... 17
2288	production primaire brute
2289	contrôle ..... 21
2290	<b>R</b>
2291	respiration ..... 18
2292	de l'écosystème ..... 18
2293	contrôle ..... 20
2294	du sol ..... 18
2295	<b>S</b>
2296	services écologiques ..... 3
2297	<b>T</b>
2298	tourbières ..... 8–16
2299	distribution ..... 11
2300	formation ..... 11
2301	surface ..... 10
2302	utilisation ..... 14
2303	turbification ..... 10
2304	<b>Z</b>
2305	zone humide ..... 8



<sup>2306</sup> Annexes

## <sup>2307</sup> A Photos supplémentaires



(a) droséra

FIGURE 6 – Végétation présente sur le site de La Guette, et suivie lors des campagnes de mesure.

## <sup>2308</sup> B protocole végétation

<sup>2309</sup> Le suivi non-destructif d'une végétation n'est pas triviale et nécessite la mise en  
<sup>2310</sup> place de protocoles particuliers en fonction du type de végétation. L'objectif est de  
<sup>2311</sup> pouvoir estimer une biomasse produite en impactant au minimum la végétation en  
<sup>2312</sup> place. Pour l'ensemble des espèces végétales présentes dans les embases servant à la  
<sup>2313</sup> mesure des flux un recouvrement à été estimé, à l'œil.

### <sup>2314</sup> La strate arbustive

<sup>2315</sup> Pour la strate arbustive des mesures de hauteur moyenne ont été effectuées, en  
<sup>2316</sup> mesurant depuis le niveau du sol, ou le toit des sphaignes, si elles étaient présentes,  
<sup>2317</sup> jusqu'au sommet de l'individu.

### <sup>2318</sup> La strate herbacée

<sup>2319</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>2320</sup> les mesurer plusieurs fois au cours de la saison. Cependant les difficultés à retrouver  
<sup>2321</sup> les individus marqués couplés à la mort d'un nombre important d'entre eux n'ont pas  
<sup>2322</sup> permis d'acquérir de résultats significatifs. En conséquence en 2014 ces deux espèces  
<sup>2323</sup> ont fait l'objet de comptage exhaustif et de mesure de hauteur moyenne.

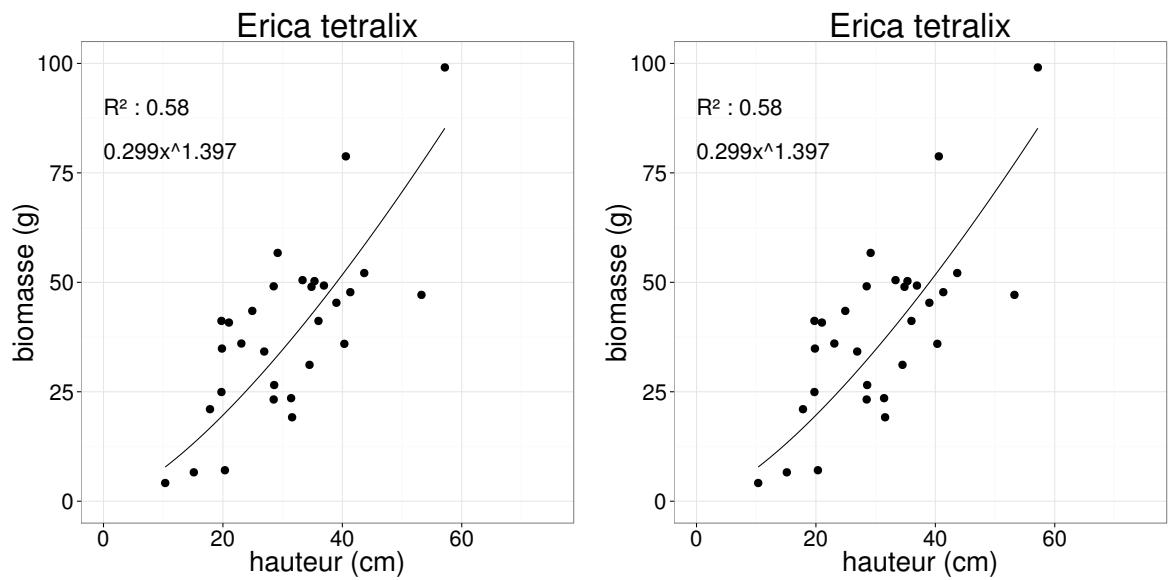


FIGURE 7 – Calibration de la biomasse en fonction de la hauteur

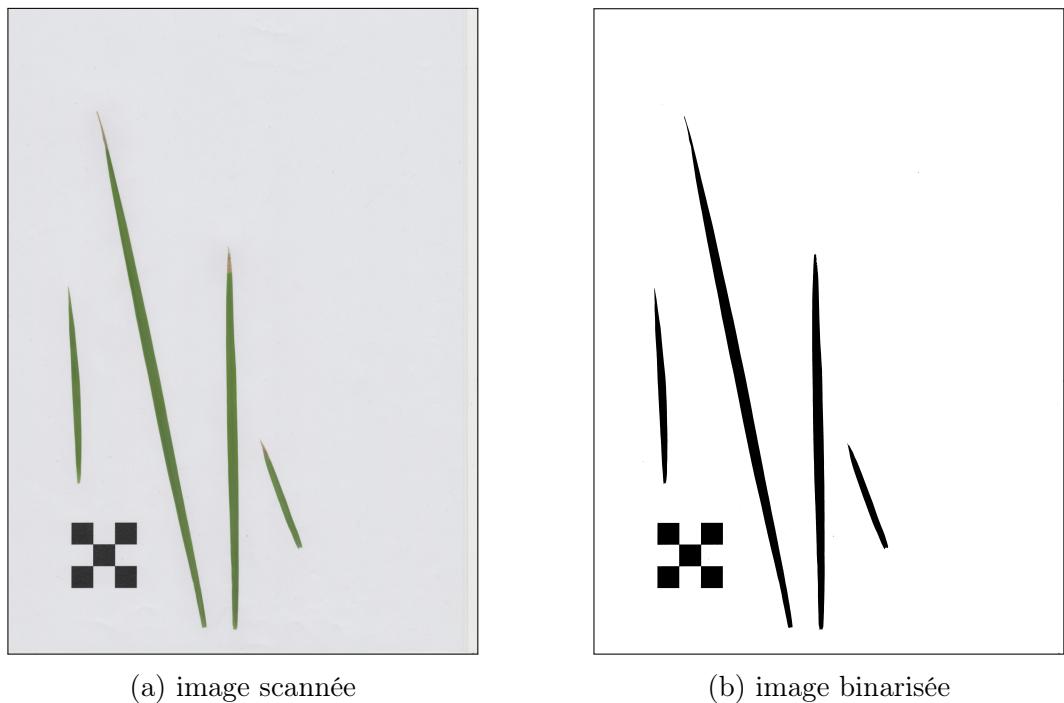


FIGURE 8 – Scanne des feuilles

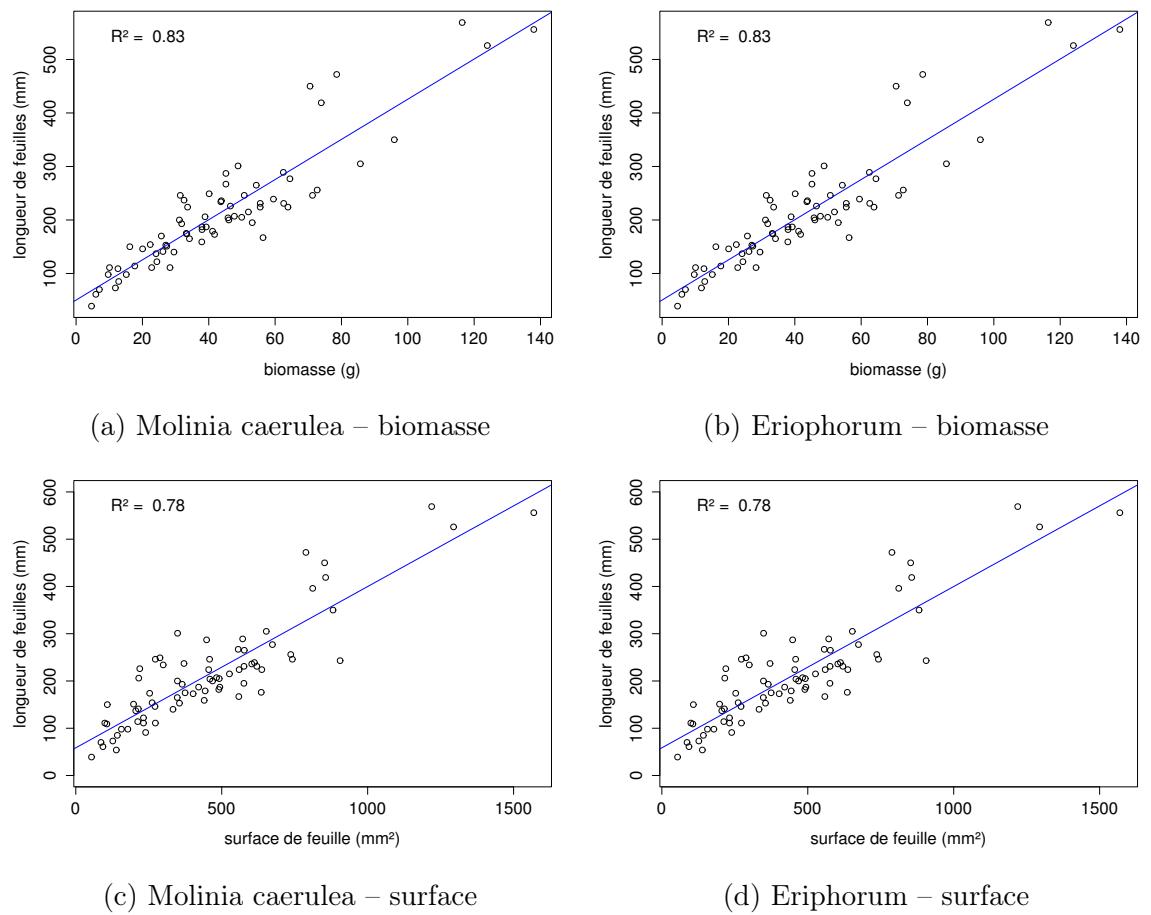


FIGURE 9 – Calibration de la biomasse herbacées pour *Molinia Caerulea* (a), pour *Eriophorum* (b) et de la surface de feuille pour *Molinia Caerulea* (c), pour *Eriophorum* (d) en fonction de la hauteur

<sub>2325</sub> C CARBIODIV

<sub>2326</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, ...