

Université du Québec
INRS-ETE

**Étude temporelle des émissions hivernales de protoxyde
d'azote d'une parcelle agricole**

Par
Julie Corriveau

Mémoire présenté
Pour l'obtention du grade de Maître ès (M.Sc)
en Sciences de l'eau

Jury d'évaluation

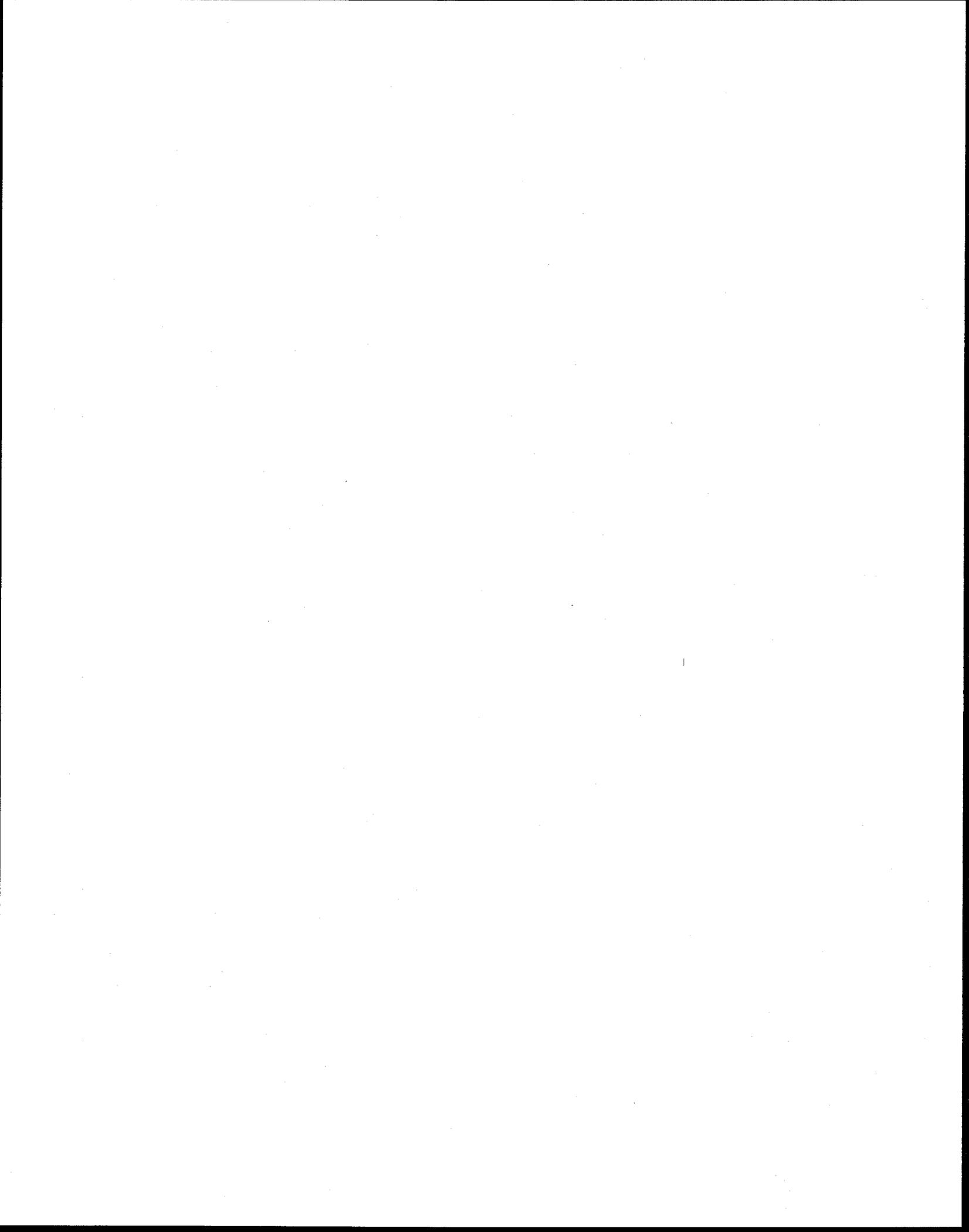
Examineur externe	Suzanne Allaire, Faculté des Sciences de l'agriculture et de l'alimentation, Université Laval
Examineur interne	Alain Rousseau, INRS-ETE
Directeur de recherche	Monique Bernier, INRS-ETE
Codirecteur de recherche	Eric van Bochove, Agriculture et Agro-alimentaire Canada

Avril 2005



RÉSUMÉ

Il est établi que les sols agricoles sont à l'origine de pertes significatives de N_2O et de CO_2 durant l'hiver et la fonte printanière. Les conditions de l'interface sol-neige et les différentes structures présentes dans le couvert nival influencent la production et l'émission des gaz. Dans cette perspective, les objectifs de recherche consistent à faire l'estimation des émissions hivernales de N_2O (un gaz à effet de serre) à l'échelle d'une parcelle agricole avec la première loi de diffusion de Fick et de calculer la masse de N_2O par strate de sol à l'aide de la loi de Henry. L'étude a été réalisée au cours de l'hiver 2002-2003 à la ferme expérimentale de Chapais (Agriculture et Agroalimentaire Canada) à Lévis (Québec, Canada). Premièrement, les gaz ont été échantillonnés à différentes profondeurs dans le sol et dans le couvert de neige afin d'en estimer les concentrations et les flux. Deux différentes méthodes de mesure de la densité de la neige ont été utilisées pour déterminer la porosité de la neige : par carottage manuel et avec la sonde SNOWPOWER. Dans un second temps, l'eau du sol a été échantillonnée à 35 cm de profondeur afin d'évaluer la concentration de N_2O dissous et d'établir le contenu massique. La grande solubilité du N_2O à basse température combinée à un contenu en eau élevé induisent une quantité importante de N_2O dissous dans le sol, ce qui peut entraîner des pertes importantes de N_2O par drainage de l'eau du sol au printemps. La comparaison des méthodes de mesure de la densité du couvert de neige a permis de constater que les valeurs de porosité calculées avec la méthode par carottage sont généralement plus élevées et possèdent un écart-type plus important qu'avec la sonde SNOWPOWER. Cette dernière permet de mesurer la variation temporelle de la densité du couvert de neige en intégrant tout l'épaisseur du couvert de neige sur une longueur de 20 m. Le contenu en N_2O pour la couche de sol allant de 30 à 40 cm de profondeur montre une quantité maximale de $26,86 \text{ kg ha}^{-1}$ de N_2O accumulée dans l'air et l'eau du sol lors de la fonte massive, le 27 mars 2003. On dénote une augmentation significative de la quantité total de N_2O lors de la fonte massive de la neige.



REMERCIEMENTS

Dans un premier temps, je remercie ma directrice Monique Bernier ainsi que mon co-directeur Eric van Bochove pour le soutien académique, financier et scientifique tout au long de ma maîtrise. Leurs bons conseils m'ont permis de m'améliorer. Je remercie également l'équipe en qualité de l'eau d'Agriculture et Agroalimentaire Canada, et plus particulièrement Sylvie Côté pour son aide pendant la saison d'échantillonnage 2002-2003.

Deuxièmement, je remercie également ma famille, tout spécialement mes parents pour leur soutien moral et leurs encouragements. Vous avez toujours eu confiance en moi. Je remercie également mes « meilleures » pour notre complicité de toujours, et avec qui les fous rires s'enchaînent lors de nos soirées. Finalement, je remercie mon « meilleur » qui m'a encouragé lors du sprint final, et qui continue de croire en moi.

À vous tous, merci.

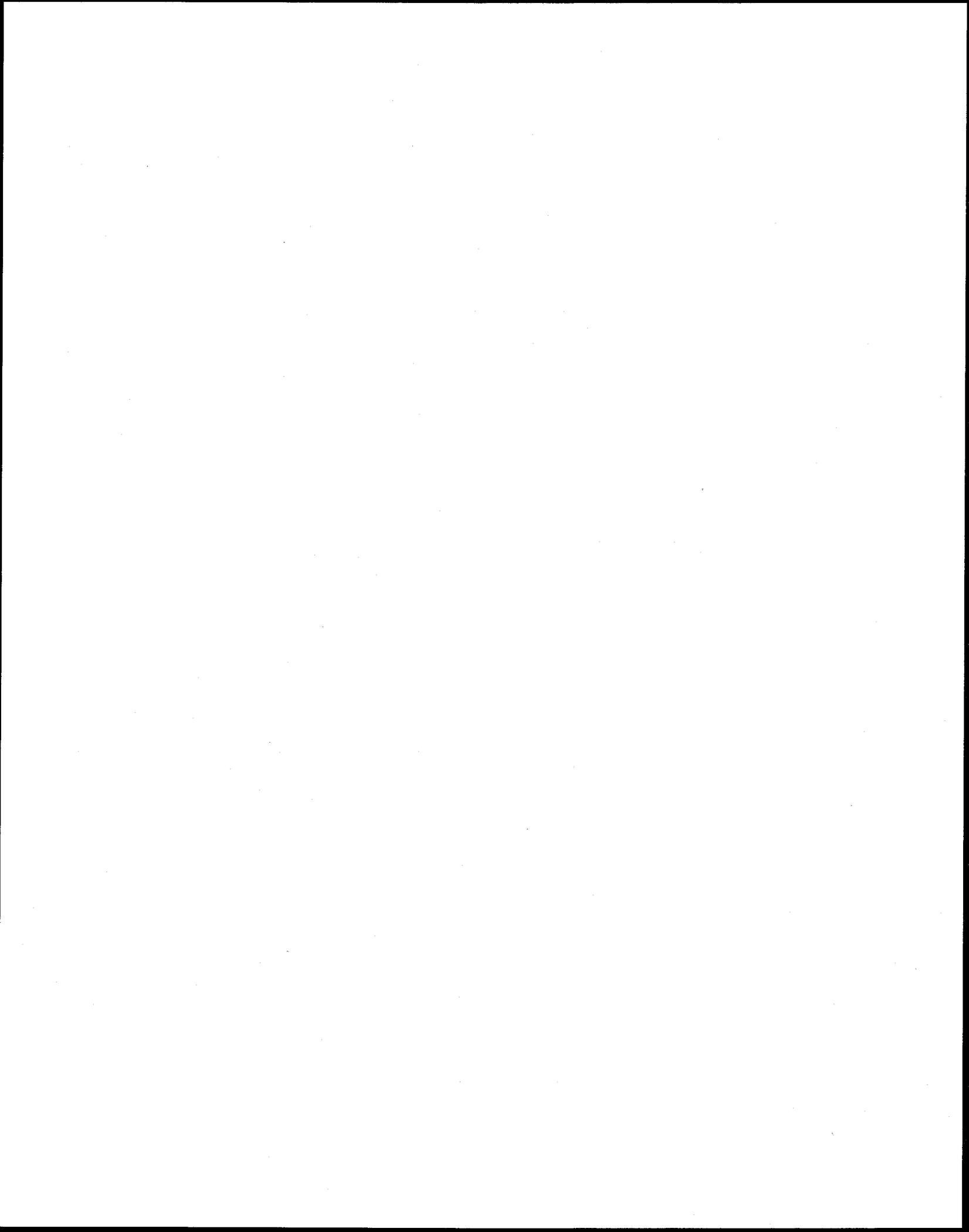


TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	III
REMERCIEMENTS	V
TABLE DES MATIÈRES.....	VII
LISTE DES FIGURES	IX
LISTE DES TABLEAUX.....	XI
1 INTRODUCTION.....	1
1.1 ÉTAT DE LA SITUATION	1
1.2 PROBLÉMATIQUE	2
1.3 OBJECTIFS DE RECHERCHE	5
2 DESCRIPTION DU SITE D'EXPÉRIMENTAL.....	7
2.1 SITE D'ÉTUDE.....	7
2.2 CLIMAT.....	8
2.3 CONDITIONS ENVIRONNEMENTALES	8
3 FLUX DE N₂O.....	11
3.1 INTRODUCTION	11
3.2 CONCEPTS THÉORIQUES	12
3.2.1 <i>La première loi de Fick</i>	12
3.2.2 <i>SNOWPOWER</i>	13
3.3 MÉTHODE	14
3.3.1 <i>Température du sol</i>	14
3.3.2 <i>Porosité de la neige</i>	15
3.3.2.1 <i>Mesure manuelle par carottier de la densité de la neige</i>	15
3.3.2.2 <i>Mesure à l'aide de la sonde SNOWPOWER de la densité de la neige</i> ..	16
3.3.3 <i>Concentrations de gaz</i>	17
3.3.4 <i>Analyse de gaz</i>	20
3.4 RÉSULTATS	21
3.4.1 <i>Profils de température du sol</i>	21
3.4.2 <i>Profils de concentrations moyennes des gaz</i>	22
3.4.3 <i>Porosité de la neige selon deux méthodes de mesure</i>	27

3.4.4	<i>Flux de N₂O</i>	28
3.5	DISCUSSION.....	30
3.5.1	<i>Profils de gaz</i>	30
3.5.2	<i>Variabilité des sondes</i>	35
3.5.3	<i>Comparaison des mesures de densité</i>	35
3.5.4	<i>Flux de N₂O</i>	37
4	CONTENU MASSIQUE DE N₂O	39
4.1	INTRODUCTION.....	39
4.2	CONCEPTS THÉORIQUES.....	40
4.2.1	<i>Loi de Henry</i>	40
4.3	MÉTHODE.....	42
4.3.1	<i>Porosité du sol</i>	42
4.3.2	<i>Teneur en eau volumique du sol</i>	43
4.3.3	<i>Teneur en air volumique du sol</i>	45
4.3.4	<i>Teneurs en nitrate et nitrite du sol</i>	45
4.3.5	<i>Échantillonnage de la solution de sol</i>	46
4.3.6	<i>Dégazage des échantillons</i>	47
4.3.7	<i>Dosage du nitrate dans l'eau</i>	50
4.4	RÉSULTATS.....	51
4.4.1	<i>Concentrations calculées de N₂O dissous</i>	51
4.4.2	<i>Application de la loi d'Henry</i>	53
4.5	CONTENU MASSIQUE DE N ₂ O.....	55
4.6	DISCUSSION.....	57
4.6.1	<i>Concentrations mesurées de N₂O dissous</i>	57
4.6.2	<i>Application de la loi d'Henry</i>	58
4.6.3	<i>Contenu massique de N₂O</i>	60
4.7	APPROCHE DE MODÉLISATION.....	61
5	CONCLUSION	63
	ANNEXE A	67
	RÉFÉRENCES	71

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Carte situant la ville de Lévis (Québec, Canada) où est localisé la ferme expérimentale.....	7
Figure 2 : Fluctuation des températures dans l'air du 1 ^{er} décembre 2002 au 30 avril 2003 à Québec.....	8
Figure 3 : Thermocouples de type T et lecteur portable de type Omega HH64.....	14
Figure 4 : Carottier de type Adirondack.....	16
Figure 5 : Installation de la sonde SNOWPOWER.....	17
Figure 6 : Dispositif expérimental des sondes à gaz.....	18
Figure 7 : Schéma d'une sonde de gaz à niveaux multiples.....	19
Figure 8 : Fluctuation des températures à différentes profondeurs dans le sol.....	21
Figure 9 : Évolution des profils de concentrations de N ₂ O dans le sol et la neige pendant l'hiver 2002-2003.....	22
Figure 10 : Évolution des profils de concentrations de CO ₂ dans le sol et la neige pendant l'hiver 2002-2003.....	23
Figure 11 : Évolution des concentrations de O ₂ à 10 et 35 cm dans le sol pendant l'hiver 2002-2003.....	23
Figure 12 : Porosité du couvert nival selon deux méthodes d'échantillonnage de la densité de la neige durant l'hiver 2002-2003.....	28
Figure 13 : Halo de fonte autour de la sonde.....	33
Figure 14 : Lysimètre chauffant inséré à 45° dans le sol.....	46
Figure 15 : Montage pour le dégazage du N ₂ O soluble par la méthode du « headspace » (espace de tête) ; introduction d'un volume de N ₂	48
Figure 16 : Prélèvement d'un volume de gaz à l'équilibre entre l'eau de l'échantillon et le « headspace » à l'aide d'une seringue à valve.....	49
Figure 17 : Distribution de la fréquence des concentrations mesurées de N ₂ O dissous (ug l ⁻¹) dans l'eau récoltée durant l'hiver et la fonte printanière 2002-2003.....	51
Figure 18 : Distribution dans le temps des concentrations mesurées de N ₂ O dissous (ug l ⁻¹) dans l'eau du sol pendant l'hiver et la fonte printanière 2002-2003.....	52

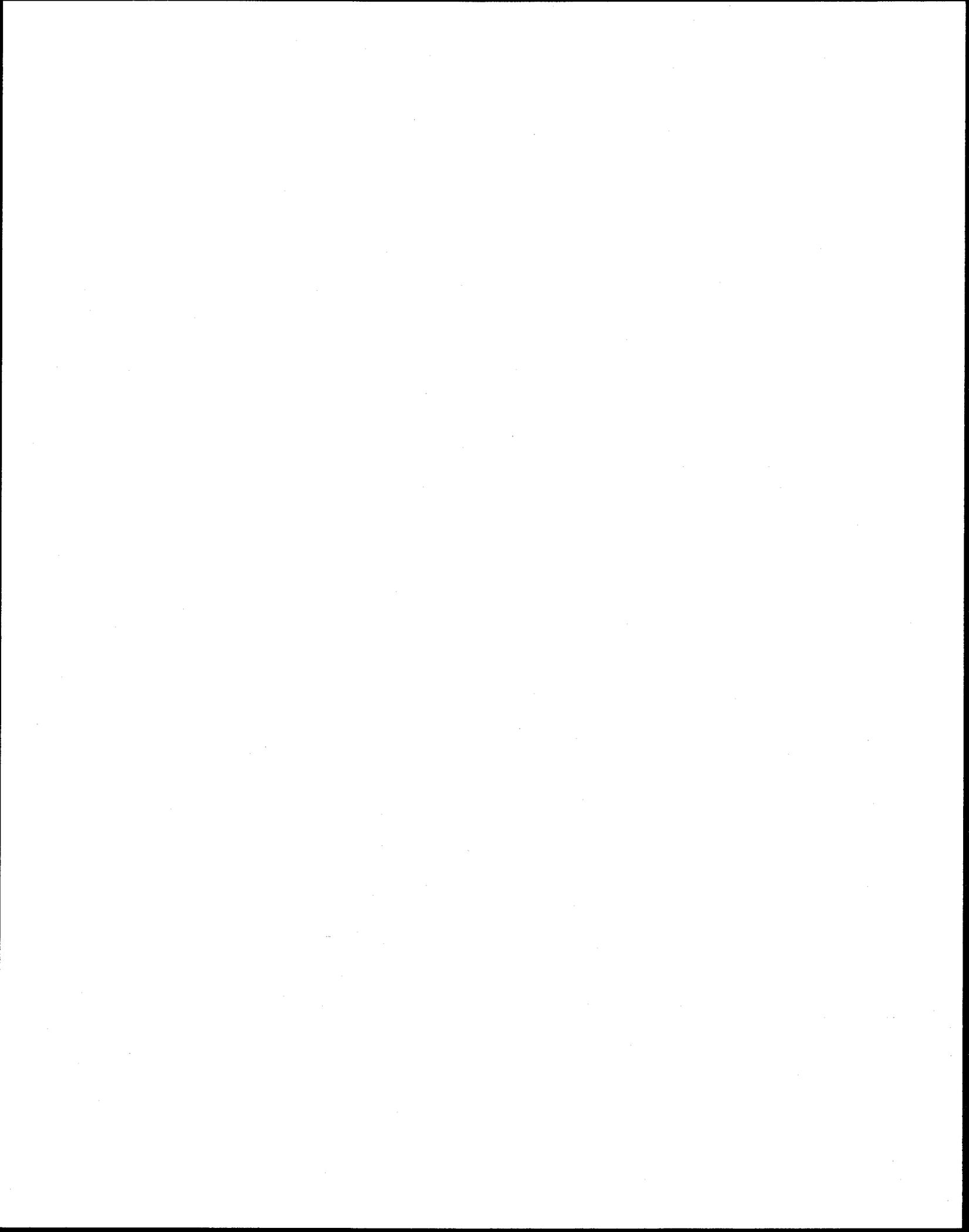
Figure 19 : Distribution de la fréquence des concentrations estimées de N₂O dissous (ug l⁻¹) dans l'eau du sol durant l'hiver et la fonte printanière 2002-2003..... 53

Figure 20 : Distribution dans le temps des concentrations estimées de N₂O dissous (ug l⁻¹) dans l'eau du sol pendant l'hiver et la fonte printanière 2002-2003..... 54

Figure 21 : Corrélation entre les concentrations mesurées de N₂O dissous (ug l⁻¹) dans l'eau du sol échantillonnées par les lysimètres et celles estimées avec la loi de Henry à partir des concentrations dans l'atmosphère du sol 55

LISTE DES TABLEAUX

<i>Tableau I : Coefficients de variation des concentrations de N₂O et de CO₂ pour chaque profondeur d'échantillonnage et journée d'échantillonnage.....</i>	<i>24</i>
<i>Tableau II : Porosité de la neige selon deux méthodes d'échantillonnage de la densité du couvert nival durant l'hiver 2002-2003.....</i>	<i>27</i>
<i>Tableau III : Comparaison des flux moyens de N₂O calculés selon deux méthodes de mesure de la densité du couvert nival pendant l'hiver et la fonte printanière 2003 ...</i>	<i>29</i>
<i>Tableau IV : Comparaison des pertes de N₂O gazeux extrapolées à partir du calcul du flux moyen selon deux méthodes de mesure de la densité du couvert nival pendant les mois d'hiver et de la fonte printanière 2003</i>	<i>30</i>
<i>Tableau V : Variation du contenu massique de N₂O par couches de sol pendant l'hiver et.....</i>	<i>56</i>
<i>Tableau VI : Concentrations de N₂O dans la solution de sol provenant d'un site de Oxforshire au Royaume-Uni.....</i>	<i>57</i>



1 INTRODUCTION

1.1 État de la situation

Le protoxyde d'azote (N_2O) est un gaz présent naturellement dans l'atmosphère. Il contribue à l'effet de serre naturel de la Terre et sa contribution semble avoir augmentée fortement avec la production industrielle des engrais azotés de synthèse. Beauchamp (1997) rapporte que la contribution du N_2O à l'effet de serre varie selon les études, de 2 à 4% (Mosier *et al.* 1998) et jusqu'à 15% (Isermann, 1994). Les pratiques agricoles sont responsables d'environ 80% de la production anthropique du N_2O (Isermann, 1994). Ce gaz est émis par les sols vers l'atmosphère (van Bochove *et al.* 1996) ou transporté sous forme dissoute dans les eaux de drainage (Ronen, *et al.* 1988; Reay *et al.* 2003). La production de N_2O provenant des sols cultivés est le résultat d'une multitude de processus microbiologiques et chimique qui sont à l'origine de ces importantes pertes d'azote (Bremner 1997; Stevens et Laughlin 1998).

Plusieurs de ces processus se produisent simultanément, rendant leur distinction et leur mesure difficile. La dénitrification est un processus respiratoire généralement bactérien qui, lorsque l'oxygène est déficitaire dans le milieu, réduit les nitrates (NO_3^-) en les utilisant comme accepteurs d'électrons à la place de l'oxygène (Fazzolari *et al.* 1998). Un milieu anaérobie stimule également la réduction dissimilative du nitrate en ammonium (DNRA) qui est responsable de la synthèse du N_2O . Néanmoins, ce processus spécifique est rarement dominant dans un sol (Tiedje, 1994; Yin *et al.* 2002). Plusieurs espèces de champignons présentes dans le sol ont aussi la capacité, en milieu anaérobie, de réduire les nitrites (NO_2^-) et les nitrates pour former essentiellement du N_2O (Shoun *et al.* 1992). Les champignons, tel que *Fusarium oxysporum*, ont la possibilité d'opérer simultanément la respiration en aérobie et la dénitrification (Zhou *et al.* 2001). Certains types peuvent également co-dénitrifier les composés azotés en présence de nitrites ou/et de nitrates (Shoun *et al.*, 1992; Tanimoto *et al.*, 1992). Une molécule de N_2O provenant de la co-dénitrification est dite hybride puisqu'elle est formé par la combinaison d'un atome d'azote provenant de nitrites ou de nitrates et d'un autre atome

d'azote provenant d'autres composés azotés (Tanimoto *et al.*, 1992). La présence de nitrites et/ou nitrates est obligatoire pour induire les processus de co-dénitrification. La dénitration par les champignons a un impact important sur les émissions de gaz à effet de serre puisque le produit final majeur est le N_2O (Laughlin et Stevens, 2002). Il y a également un processus chimique qui est présent dans le sol, la chemo-dénitrification. Ce processus se produit lorsque les nitrites (NO_2^-) accumulés dans le sol réagissent avec les composés organiques pour produire du N_2 et N_2O (Stevens et Laughlin, 1998). Néanmoins, un pH inférieur à 5 est nécessaire afin que la réaction de chemo-dénitrification se produise (Tiedje, 1994).

Les mécanismes d'émission sont nombreux et ils varient selon les caractéristiques du sol et les conditions environnementales dans le sol. Par conséquent, cela induit des émissions de N_2O possédant une forte variabilité dans le temps et dans l'espace.

1.2 Problématique

La production de N_2O peut avoir lieu dans le sol tout au long de l'année. En effet, il a été établi que les émissions de N_2O provenant d'un sol alpin couvert de neige persistent durant la période hivernale (Sommerfeld *et al.* 1993). La présence d'un couvert de neige à la surface du sol a un effet d'isolation qui permet le maintien de la température du sol au-dessus du gel, alors que celle de l'air est négative. Cette isolation permet le maintien de l'activité microbienne et des processus de production de N_2O (Brooks *et al.* 1997). Il a été démontré dans plusieurs études que les processus de dénitration sont actifs à de très faibles températures, et cela même lorsque les températures avoisinent le point de congélation (Dorland et Beauchamp 1991; Pelletier *et al.* 1999; Holtan-Hartwig *et al.* 2002). Les conditions à l'interface sol-neige et les différentes structures présentes dans le couvert nival influencent l'émission des gaz vers l'atmosphère (Jones *et al.* 1999a; van Bochove *et al.* 2001a). Les propriétés du couvert de neige varient tout au long de l'hiver et influencent considérablement la perméabilité et le coefficient de diffusion du gaz de celui-ci. Lorsque la structure du couvert de neige est perméable, il y a établissement d'un gradient de concentration de gaz dans le sol et le

couvert nival. Ces gradients de concentrations changent dans le temps selon les conditions environnementales.

Van Bochove *et al.* (1996) ont établi que les sols agricoles sont à l'origine de productions significatives de N_2O durant l'hiver et la fonte printanière, comparativement aux sols forestiers qui démontraient des concentrations de N_2O similaires à celle de l'atmosphère. Durant la période hivernale, trois mécanismes d'émission sont responsables de la production de N_2O : un dégazement passif, une production microbiologique et un changement de solubilité du N_2O . Le dégazement passif a lieu lors de la maturation du couvert de neige au début de la fonte printanière. Cela induit la libération des gaz trappés durant l'hiver par une couche de sol gelé et par des lentilles de glace imperméables dans le couvert de neige. L'augmentation de la température et du contenu en eau du sol stimulent la dénitrification, soit un processus actif d'émission. La solubilité du N_2O est très élevée lorsque la température du sol est basse, ainsi la quantité totale de N_2O dissoute peut être importante si le contenu en eau du sol est élevé (van Bochove *et al.* 2001). Bien que, la solubilité du N_2O durant l'hiver et la fonte printanière ne soit pas très documentée, l'augmentation de la température du sol est possiblement à l'origine d'importantes pertes par le dégazement de la solution d'eau du sol (Burton et Beauchamp 1994).

Produits à différentes profondeurs dans le sol, la diffusion des gaz dans le sol ainsi que le couvert de neige induit la formation de gradients de concentrations. L'établissement d'un gradient de concentrations dans le couvert de neige permet d'estimer un gradient vertical linéaire à partir de concentrations de gaz à la surface du sol et de celle au plus au haut point du couvert de neige (Jones *et al.* 1999b). Ce gradient estimé permet de calculer les flux de gaz émis à l'aide de la première loi de diffusion de Fick (Sommerfeld *et al.* 1993). L'application de cette méthode nécessite la prise de nombreuses données sur le terrain. Il est essentiel d'échantillonner les concentrations de gaz à différentes profondeurs, mais également de mesurer la porosité du couvert de neige, qui est obtenue indirectement par la mesure de la densité de ce dernier.

Les producteurs d'énergie hydroélectrique font fréquemment de nombreuses séries de relevées de la hauteur et de la densité du couvert de neige sur l'ensemble de

divers bassins-versants afin d'évaluer l'importance du couvert de neige et d'avoir de l'information sur son équivalent en eau. Ces approximations manuelles par carottage de la neige sont peu précises à grande échelle (km^2). Car bien que la densité de la neige varie beaucoup moins que la hauteur du couvert de neige à l'échelle du champ ou de la parcelle, l'échantillonnage manuel demeure une méthode ponctuelle générant de mauvais estimés de la densité et donc indirectement de la porosité. L'intégration spatiale de ces données, qui sont également limitées en nombre dans le temps et dans l'espace (Gauthier *et al.*, 1997; Martin *et al.*, 1999), génère une erreur sur l'estimation des flux d'azote du sol vers l'atmosphère par l'extrapolation des flux calculés à partir de la loi de Fick et de la mesure indirecte de la porosité de la neige. Des méthodes alternatives de mesures de la densité de la neige sont en développement, tel que la sonde SNOWPOWER. Cette dernière possède un capteur pouvant faire la mesure continue de la densité et de l'équivalent en eau du couvert de neige tout au long de l'hiver et ce, sur toute la longueur du câble de la sonde (Brandelik *et al.* 1998; Hübner and Brandelik, 2000). Ainsi la sonde installée sur le site évalue la densité moyenne et la teneur en eau liquide du couvert de neige autour d'un triple câble coaxial d'une longueur de 10 à 30 m. Cette méthode permet d'améliorer l'intégration spatiale des données du couvert de neige et d'effectuer un suivi journalier. Cette méthode dont la preuve de concept est plus précise que le carottage manuel et s'effectue dans des conditions d'opération plus automatisées.

La sonde SNOWPOWER est présentement expérimentée en Suisse et au Canada afin d'évaluer ses différentes possibilités d'applications (Niang *et al.* 2003). Le développement de cette nouvelle méthode pourrait permettre une meilleure estimation des flux de N_2O par la méthode des gradients de concentration qui est fonction de la mesure de la densité du couvert de neige. Il est donc important de valider l'estimation des flux de N_2O par la méthode des gradients de concentration avec les valeurs de densité obtenues par la sonde SNOWPOWER.

Il est primordial de considérer le changement de solubilité de N_2O à basse température comme mécanisme d'émission de gaz durant l'hiver et la fonte printanière. En effet, les processus hydrologiques et les faibles températures du sol influencent grandement la diffusion et la solubilité des gaz durant l'hiver (van Bochove *et al.* 1998).

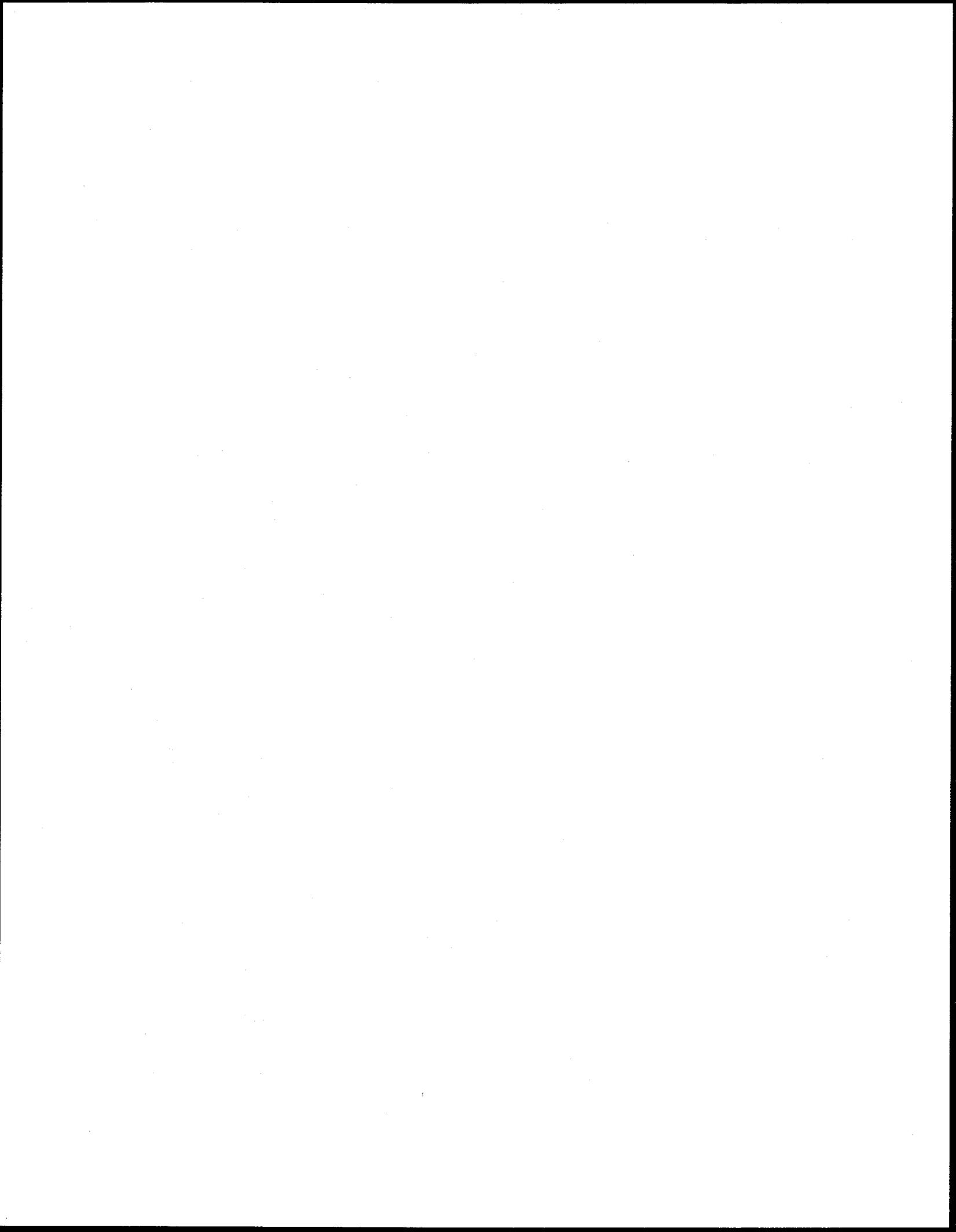
Burton et Beauchamp (1994) ont mentionnés que les épisodes de flux du N_2O au début du printemps peuvent être induits par un changement de solubilité relié au gradient de température présent dans le sol. Cependant, les pertes d'azote sous la forme de N_2O dissous peuvent être importantes. Les basses températures et une forte teneur en eau du sol favorisent les pertes de N_2O par drainage de l'eau du sol (van Bochove *et al.* 2001). De nombreuses hypothèses ont été émises quant à l'influence de la solubilité du N_2O dans le bilan total de N_2O , mais les applications concrètes visant à mesurer ce type de perte durant l'hiver et la fonte printanière demeure restreinte. Goodroad et Keeney (1985) mentionnent que les émissions de N_2O durant la fonte printanière résultent en un changement de solubilité à la surface du sol. Van Bochove *et al.* (2000a) soulignent que l'établissement d'un fort gradient positif de température en profondeur dans le sol induit un gradient inverse de solubilité et que par conséquent, le N_2O , produit en surface, est dissous et transporté vers les horizons inférieurs du sol où l'augmentation de température génère un dégazement du N_2O .

En ne considérant pas l'influence de la température du sol sur le changement de solubilité du N_2O avec la profondeur, l'estimation de la productivité totale de N_2O durant l'hiver et la fonte printanière basée sur la seule mesure du N_2O dans le phase gazeuse peut s'avérer très partielle. Il est donc intéressant d'évaluer le contenu massique en N_2O produit durant l'hiver et la fonte printanière en considérant les phases aqueuse et gazeuse du sol.

1.3 Objectifs de recherche

L'objectif principal de cette recherche est de réaliser une estimation des émissions hivernales de gaz à effet de serre à l'échelle d'une parcelle agricole par la méthode des gradients de concentration. Plus spécifiquement, il s'agit de :

- i. Estimer le flux des gaz dans la neige par deux méthodes de mesures de la densité : manuellement et avec la sonde SNOWPOWER.
- ii. Estimer le contenu en N_2O par strate de sol ou horizon de sol.



2 DESCRIPTION DU SITE D'EXPÉRIMENTAL

2.1 Site d'étude

Le site d'étude est une parcelle agricole de 40 m par 20 m de la ferme expérimentale Chapais d'Agriculture et Agroalimentaire Canada dans la municipalité de Lévis, Québec, Canada (46°48'N, 71°23'W) (figure 1). Le sol de cette parcelle est un brunisol sombrique éluvié de la série de Saint Pacôme (Gagné, G. 1985). La texture dominante de surface est un loam sableux. Il est caractérisé par un gradient de pente modéré qui varie de 5 à 9% et par un drainage modérément bien à imparfait. La parcelle a été labourée conventionnellement au printemps 2002 et semée en orge. La densité des semis d'orge était de 375 grains au mètre carré. Un fertilisant de 70 kg ha⁻¹ de N, 40 kg ha⁻¹ de P₂O₂ et 50 kg ha⁻¹ de K₂O a été appliqué lors de l'ensemencement. Lors de la récolte à l'automne, les résidus de paille ont été conservés au sol.



Figure 1 : Carte situant la ville de Lévis (Québec, Canada) où est localisé la ferme expérimentale

2.2 Climat

Le climat caractéristique à cette région est continental tempéré. Selon la classification des climats de Koppen, cela consiste à un hiver froid, une absence de saison sèche et un été chaud (Fortin 2003). Plus précisément, la saison hivernale est caractérisée par une normale des précipitations de neige (1961 à 1990) de 313 cm ainsi que par une normale de température variant entre -10 et -12°C (Environnement Canada 2003). La figure 2 démontre la fluctuation des températures de l'air pour la ville de Québec, du 1^{er} décembre 2002 au 30 avril 2003.

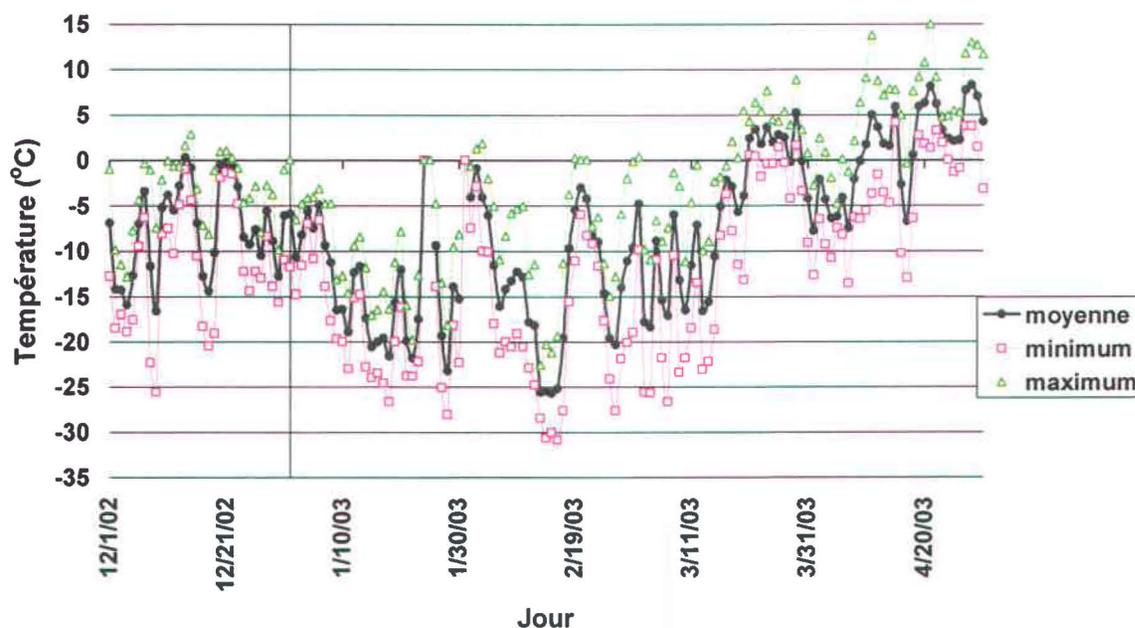


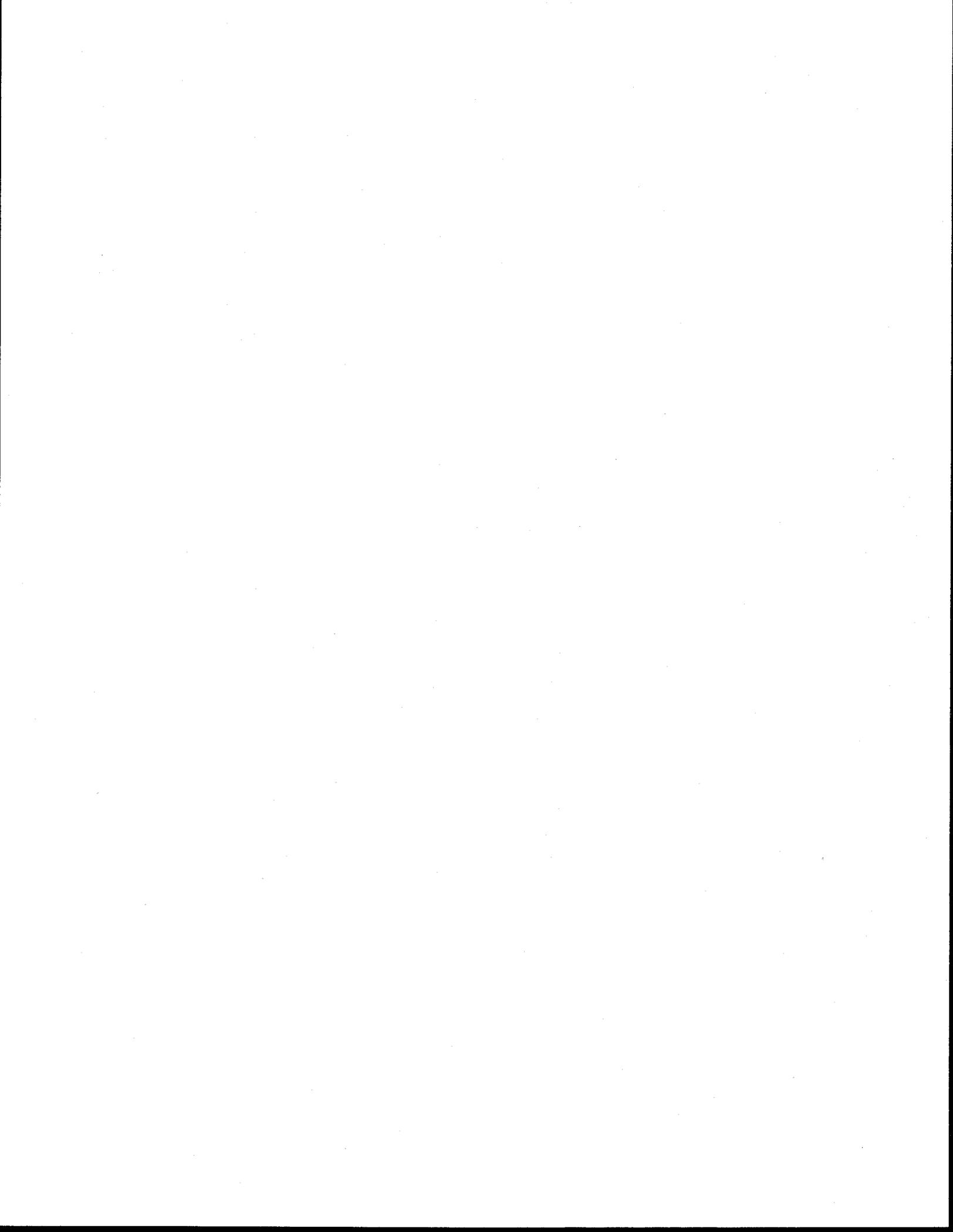
Figure 2 : Fluctuation des températures dans l'air du 1^{er} décembre 2002 au 30 avril 2003 à Québec

2.3 Conditions environnementales

L'accumulation du couvert de neige durant l'hiver 2002-2003 s'est faite à partir de la mi-décembre jusqu'à la mi-mars. La quantité de neige tombée à l'hiver 2002-2003 a été de 266 cm. Ces précipitations de neige sont comparables aux hivers précédentes (normal des précipitations de neige de 1961 à 1990 est de 313cm; écart-type de 34cm) (Fortin 2003). Une pluie verglaçante est survenue dans la nuit du 31 décembre au

1^{er} janvier 2003. Cela a généré la formation d'une croûte de glace sur le couvert de neige préétabli. L'épaisseur de la couche de glace variait entre 1 et 1,5 cm et était localisée de 10 à 20 cm au-dessus du sol (Fortin 2003). Cette couche de glace a persisté tout l'hiver et a favorisé l'ablation et la redistribution des chutes de neige subséquentes par le vent (Fortin 2003).

Normalement, la fonte printanière s'amorce doucement avec une période de gel-dégel nocturne-diurne, suivie d'une fonte intensive lorsque le couvert de neige devient isotherme, qu'il possède une température de 0°C sur l'ensemble de son profile (Niang *et al.* 2003). Toutefois, la fonte du couvert nival de l'hiver 2002-2003 a été atypique, elle s'est amorcée par une période de fonte intensive jusqu'à, suivie d'un gel, et d'un cycle de gel-dégel (Niang *et al.* 2003). La fonte intensive a pris place du 20 au 27 mars 2003. Durant cette période, des températures au-dessus du point de congélation ainsi que les évènements significatifs de pluie ont occasionné une diminution de 0,82 m à 0,57 m du couvert de neige. Les journées du 31 mars au 9 avril 2003 sont caractérisées par une chute de température sous 0°C. Cela a causé le regel complet du couvert de neige ainsi que sa compaction intense. Au-delà de cette période, une fonte diurne s'est amorcée. Le 16 avril 2003, lors de la dernière journée d'échantillonnage, environ un tiers de la surface de la parcelle possédait encore un faible couvert de neige discontinu.



3 FLUX DE N₂O

3.1 Introduction

L'incertitude sur l'estimation des flux de gaz du sol vers l'atmosphère provient principalement de la variation spatiale des gradients de concentration de gaz dans le sol et de l'erreur expérimentale de mesure. Cela a pour conséquence d'induire une grande variabilité des flux calculés à l'intérieur d'un champ donné. Les variabilités dans le temps et l'espace des profils de concentration de N₂O et de CO₂ sont abordées dans cette étude. D'autre part, l'erreur expérimentale découle de l'estimation du facteur de résistance de la neige au passage d'un gaz et de la porosité de la neige. Le premier, qui intègre les différents paramètres de structure du couvert de neige tels que la totuosité, les couches de glace et l'équivalent en eau de la neige, n'a pas été mesuré lors de l'expérimentation, contrairement à la porosité de la neige. Les valeurs du facteur de résistance de la neige utilisées dans le calcul du flux proviennent de l'étude de van Bochove *et al.* (2000a), alors que deux différentes méthodes de mesure de la densité de la neige ont été utilisées pour déterminer la porosité de la neige. Ces méthodes sont le carottage manuel et la sonde SNOWPOWER. Ce travail met donc l'accent sur l'importance de la mesure de la porosité du couvert de neige dans le calcul du flux. Par conséquent, une prémise sur l'erreur expérimentale lors du calcul du flux est émise à savoir que celle-ci est principalement reliée à la mesure de la porosité de la neige. Il est important de comparer les mesures de porosité obtenues par les deux méthodes (carottage et SNOWPOWER) ainsi que de déterminer leur erreur relative par l'extrapolation de la porosité du couvert nival pour la durée de la période expérimentale.

Ce chapitre présente d'abord les concepts théoriques de la première loi de Fick et de la sonde SNOWPOWER. Par la suite, la méthode utilisée et les résultats obtenus suite à la saison d'échantillonnage 2002-2003 seront abordés, ainsi qu'une discussion et une conclusion sur les résultats de la campagne de mesures au champ.

3.2 Concepts théoriques

3.2.1 La première loi de Fick

La première loi de Fick décrit le flux de gaz en fonction d'un gradient des concentrations, ainsi que d'un coefficient de diffusion. Selon cette loi, le gaz diffuse d'une région ayant la plus forte concentration vers celle ayant la plus faible concentration, jusqu'à ce qu'un équilibre soit atteint :

$$J = -D_s \left(\frac{dc}{dz} \right) \quad (3-1)$$

où J est le flux de gaz ($ng\ m^{-2}\ s^{-1}$)

D_s est le coefficient de diffusion effectif dans la neige ($m^2\ s^{-1}$)

$\left(\frac{dc}{dz} \right)$ est le gradient de concentration vertical ($ng\ m^{-3}$)

La valeur de D_s est fonction de la porosité de la neige et de la résistance de la neige, ainsi que du coefficient de diffusion du gaz dans l'air (D_o) :

$$D_s = \varphi_n R_s D_o \quad (3-2)$$

où φ_n est la porosité de la neige (cm^3 de porosité d'air par cm^3 de neige)

R_s est le facteur de résistance de la neige ($cm\ cm^{-1}$)

D_o est le coefficient de diffusion du gaz dans l'air ($0,139\ cm^2\ s^{-1}$)

Le facteur de résistance à la diffusion du gaz dans la matrice air-neige intègre les différents paramètres structuraux de la neige tels que la tortuosité, les couches de glace et l'équivalent en eau de la neige (van Bochove *et al.* 2000a). Il varie en conséquence selon le métamorphisme du couvert de neige. Les valeurs de R_s utilisées dans le cadre de cette

étude proviennent de van Bochove *et al.* (2000a). Elles ont été attribuées en fonction des dates et du statut de fonte (initial, intensive ou finale) du couvert de neige.

L'application de la loi de Fick pour calculer les flux de gaz à travers un couvert de neige est valide lorsqu'il y a un transport de masse par diffusion dans le médium ainsi qu'un état de diffusion continu des gaz, ce qui crée un gradient de concentration linéaire (Jones *et al.* 1999b). Il faut également assumer que la direction principale de diffusion des gaz est perpendiculaire à la surface du sol, en conséquence de quoi les mesures prises dans un plan vertical unique fournissent une meilleure estimation des gradients de concentration (Burton et Beauchamp, 1994). Puisque l'application de la première loi de Fick dépend d'un gradient linéaire, ce dernier est interpolé à partir des concentrations de gaz mesurées à l'interface sol-neige et neige-air du couvert de neige. Cette généralisation du gradient de concentration linéaire comporte le risque d'induire une erreur d'estimation du flux réel, surtout en présence de lentilles de glace imperméables dans le couvert de neige ou de processus autres que la diffusion impliquée dans le transport de gaz (Jones *et al.* 1999b). Un couvert nival accidenté en surface, des épisodes d'émission discontinus, une microtopographie du sol, une grande exposition au vent et des gradients de température intenses entre le couvert de neige et l'atmosphère peuvent créer un transport de masse par convection et donc modifier l'état de diffusion (Jones *et al.* 1999a).

3.2.2 SNOWPOWER

La sonde SNOWPOWER permet de déterminer simultanément la densité et la teneur en eau liquide de la neige en combinant les données de capacitance de hautes fréquences d'un TDR (*Time Domain Reflectometry*) et de basses fréquences d'un analyseur d'impédance (Niang *et al.* 2003). Le principe théorique de la sonde est que les ondes électromagnétiques qui voyagent le long du câble sont fortement atténuées par les propriétés diélectriques du milieu qui l'entoure. En effet, l'eau, la glace et l'air constituent le couvert de neige dans des proportions qui varient selon les conditions environnementales et ces composantes possèdent respectivement une constante diélectrique de 80 ; 3,2 et 1 (Rijkers 1995). La sonde a été développée afin de faire le suivi des paramètres physiques de la neige sur une superficie suffisamment grande

(comparable à la résolution des satellites) de façon continue et pour un cycle hivernal entier (Niang *et al.* 2003). Elle est constituée d'un câble coaxial recouvert de polypropylène blanc d'une longueur pré-déterminée. Les sondes utilisées à Chapais en 2003 avaient une longueur de 20 m.

3.3 Méthode

3.3.1 Température du sol

La température du sol est mesurée à 1, 5, 15 et 35 cm de profondeur à chaque journée d'échantillonnage à l'aide de thermocouples de type T (Omega engineering inc., Stamford, CT) (figure 3). Un thermocouple est une sonde constituée de deux métaux différents, le type T étant le cuivre et un alliage cuivre-nickel, joints à une extrémité de laquelle se produit un léger voltage qui est unique pour une température donnée. La limite d'erreur du thermocouple est de 0,5°C. Cette sonde est opérationnelle en présence d'humidité et à basse température. Un lecteur portable de type Omega ® HH64 est utilisé pour lire les mesures de température.

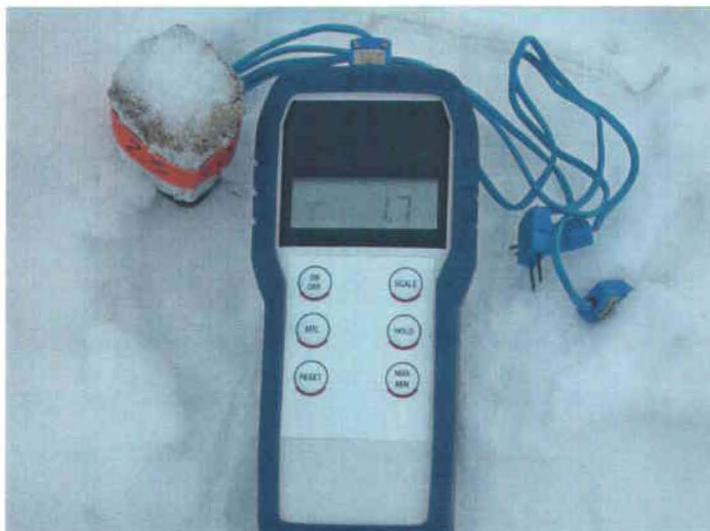


Figure 3 : Thermocouples de type T et lecteur portable de type Omega HH64

3.3.2 Porosité de la neige

La porosité du couvert de neige a été calculée à partir des valeurs de densité de la neige et de la glace à l'aide de la relation suivante :

$$\varphi_n = 1 - \frac{\rho_{neige}}{\rho_{glace}} \quad (3-3)$$

où φ_n est la porosité de la neige (cm³ de porosité d'air par cm³ de neige)

ρ_{neige} est la densité de la neige (g cm⁻³)

ρ_{glace} est la densité de la glace (0,917 g cm⁻³)

3.3.2.1 Mesure manuelle par carottier de la densité de la neige

La densité du couvert de neige peut être calculée à partir d'un volume de neige échantillonné et de son poids. Pour ce faire, un carottier de type Adirondack a été utilisé afin de mesurer la densité du couvert de neige durant l'hiver 2002-2003 (figure 4). Le carottier est constitué d'un tube de plastique de diamètre connu (cm) qui est gradué sur la longueur (en cm) afin de pouvoir mesurer la hauteur exacte du couvert nival. L'extrémité inférieure du carottier comporte des dents en acier inoxydable afin de faciliter son insertion dans le couvert de neige. Lors de l'échantillonnage, le carottier est inséré verticalement dans la neige et la hauteur du couvert est notée. Par la suite, il est pesé directement en équivalent en eau (mm) avec son contenu de neige à l'aide d'une balance étalonnée et compensée pour le poids du tube vide.



Extrait de Fortin, 2003

Figure 4 : Carottier de type Adirondack

3.3.2.2 *Mesure à l'aide de la sonde SNOWPOWER de la densité de la neige*

La sonde SNOWPOWER consiste à être installée à l'automne et s'est couverte graduellement par les précipitations de neige (figure 5). Ainsi, tout au long de l'hiver, des mesures de capacitance dans les hautes et basses fréquences ont été utilisées pour déterminer à l'aide d'un algorithme le contenu en eau liquide et la densité du couvert de neige. La sonde transmet en temps réel et continu les mesures de densité et l'équivalent en eau de la neige à un ordinateur via un TDR et un analyseur d'impédance. Lors de l'hiver 2002-2003, le suivi de ces paramètres de la neige s'est fait hebdomadairement pour le période du 18 décembre au 20 mars 2003 car cette méthode en développement nécessitait encore la présence d'un opérateur pour initier la mesure automatique. Par la suite, l'initiation de la fonte printanière a nécessité un suivi presque journalier jusqu'au 14 avril 2003.



Figure 5 : Installation de la sonde SNOWPOWER

3.3.3 Concentrations de gaz

Les gaz ont été échantillonnés à l'aide de 18 sondes à niveaux multiples installées de façon systématique dans la parcelle expérimentale (figure 6). La sonde à niveaux multiples permet d'échantillonner directement l'atmosphère présente à différentes profondeurs dans le profil du sol et du couvert de neige (figure 7). Cette sonde consiste en une amélioration par van Bochove *et al.* (1996, 2000a, 2001) du modèle utilisé dans l'étude de Burton et Beauchamp (1994).

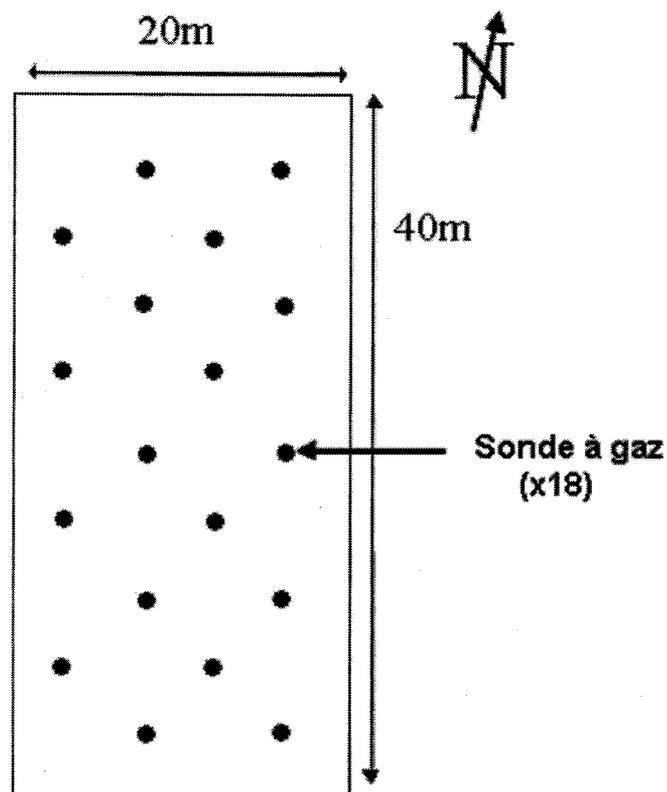
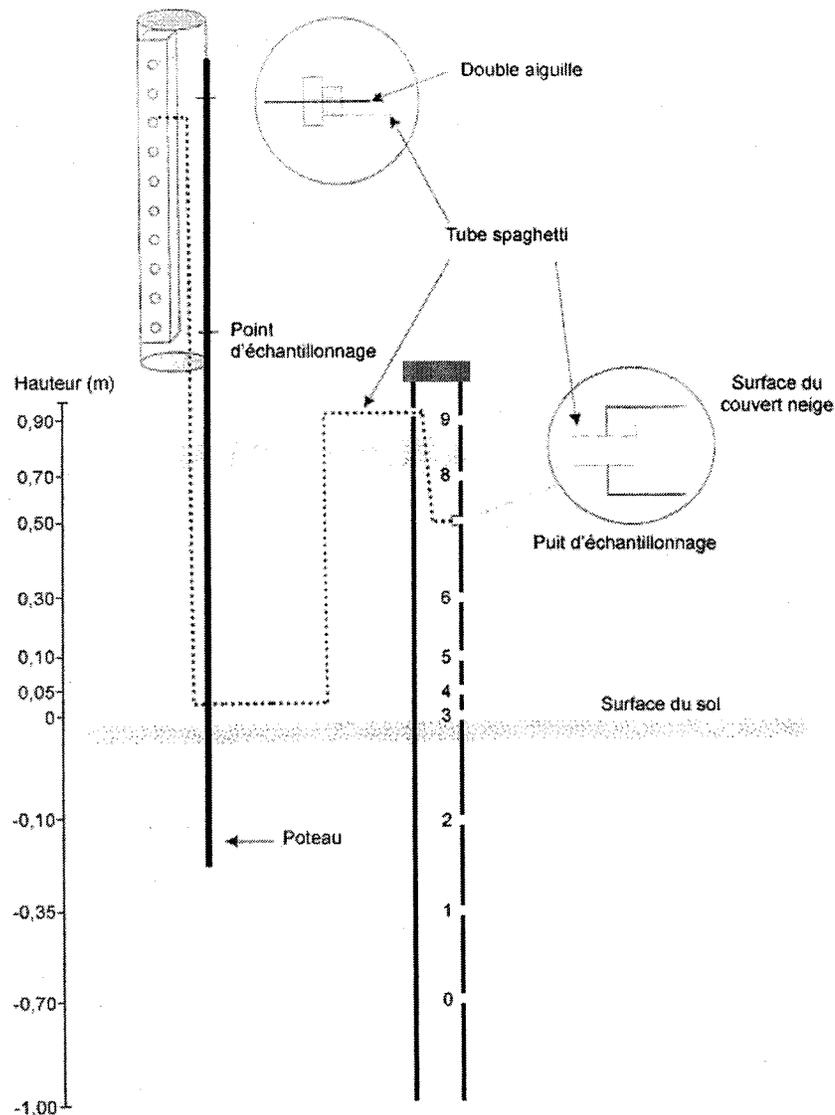


Figure 6 : Dispositif expérimental des sondes à gaz

La sonde à niveaux multiples est composée de 10 tubes spaghetti d'une longueur de 3,35 m (diamètre de 0,127 cm). Ces tubes sont insérés dans un tuyau de PVC (longueur, 2 m; diamètre, 5 cm) introduit verticalement dans le sol dans un trou percé à la tarière et fortifié par l'ajout de silice (40 Mesh). Chacune de ces sondes possède une sortie perforée à un niveau donné sur le tube de PVC, qui correspond à un puit d'échantillonnage à gaz. L'extrémité supérieure de chaque tube spaghetti est connectée à une double aiguille (BD Vacutainer Brand[®], Franklin Lakes, NJ, 20G1) et permet l'échantillonnage de l'atmosphère du sol ou de la neige. Les échantillons de gaz sont prélevés à 0.7, 0.35, 0.10 et 0 m dans le sol ainsi que 0.05, 0.1, 0.3, 0.5, 0.7, et 0.9 m au-dessus du sol, dépendamment de la hauteur du couvert de neige. Avant l'échantillonnage, chaque sonde à niveaux multiples est purgée d'un volume de 8 ml à l'aide d'une seringue

muni d'un septum de caoutchouc afin d'éliminer le volume d'air résidant dans le tube spaghetti. Ensuite, un échantillon représentatif de l'atmosphère du sol ou de la neige est recueilli à niveau donné à l'aide d'une fiole de 7,5 ml sous vacuum de 30 mbar. Les échantillons de gaz sont analysés au chromatographe à phase gazeuse. Le dosage des concentrations de N₂O et de CO₂ est effectué pour tous les niveaux échantillonnés, tandis que celles de O₂ sont seulement analysées à 10cm et 35cm sous la surface du sol.



Extrait de van Bochove *et al.*, 2000a.

Figure 7 : Schéma d'une sonde de gaz à niveaux multiples

Au cours de la période hivernale, les gaz ont été échantillonnés les 20 janvier, 10 février et 12 mars 2003. Ces échantillonnages mensuels sont considérés comme représentatifs de chaque mois. La fonte printanière est marquée par un échantillonnage plus fréquent (20 mars, 27 mars, 31 mars et 16 avril 2003).

3.3.4 Analyse de gaz

La méthode d'analyse est la même que celle utilisée par van Bochove *et al.* (2001). Les concentrations de N₂O et de CO₂ pour tous les niveaux sont analysées par chromatographe à phase gazeuse (Hewlett Packard 5890 series II, Wilmington, Delaware) équipé d'un système d'injection d'échantillon automatique (CTC Analytics, Zwingen, Switzerland). Le système opérationnel et les conditions du traitement pour le CO₂ sont les suivants : une colonne Porapak Q (3,66 m par 0,32 cm ID) utilisé avec du N₂ comme gaz porteur (20 ml min⁻¹), une température de 50 °C pour le four et un port d'injection à 250 °C. Le CO₂ est réduit en CH₄ dans un tube catalytique de Ni (375 °C) couplé au détecteur de flamme ionisante (FID, 250 °C). Le système opérationnel et les conditions pour l'analyse du N₂O sont les suivants : une précolonne Porapak Q (0,91 m par 0,32 cm ID) couplée à une colonne analytique Porapak Q (1,83 m par 0,32 cm ID) dans un système de valves couplées, un gaz porteur constitué de Ar/CH₄ (0,95 : 0,05 m³ m⁻³, 25 mL min⁻¹), une température de four à 50 °C, un port d'injection à 250 °C et un détecteur à capture d'électrons (ECD, 250 °C).

Les concentrations de O₂ sont analysées par un chromatographe à phase gazeuse (Hewlett Packard 6890, Wilmington, Delaware). Les conditions d'analyse pour O₂ sont les suivantes : une colonne Hayesep A (11 m par 0,32 cm ID), un dispositif à valve cryogénique, une température de four à 20 °C, un port d'injection à 165 °C, un gaz porteur de He (30 ml min⁻¹), et un détecteur de conductivité thermique (TCD, 110 °C).

3.4 Résultats

3.4.1 Profils de température du sol

Les profils de températures moyennes du sol ont varié durant la saison hivernale 2002-2003 (figure 8). Les mesures de température du profil de sol ne sont jamais descendues en dessous de -3°C durant tout l'hiver. Les dates du 20 janvier et 10 février 2003 présentent les plus forts gradients négatifs de température, de la profondeur en direction de la surface du sol. À ces dates, la température moyenne à l'interface sol-neige a avoisiné $-1,0^{\circ}\text{C}$. Les journées du 12, 20 et du 31 mars 2003 ont également montré un gradient négatif des températures vers la surface. Les températures à l'interface sol-neige ont oscillé autour de 0°C . Les mesures du 27 mars 2003 démontrent un gradient de température positif à partir de la profondeur. En effet, on observe une augmentation progressive de la température vers la surface du sol.

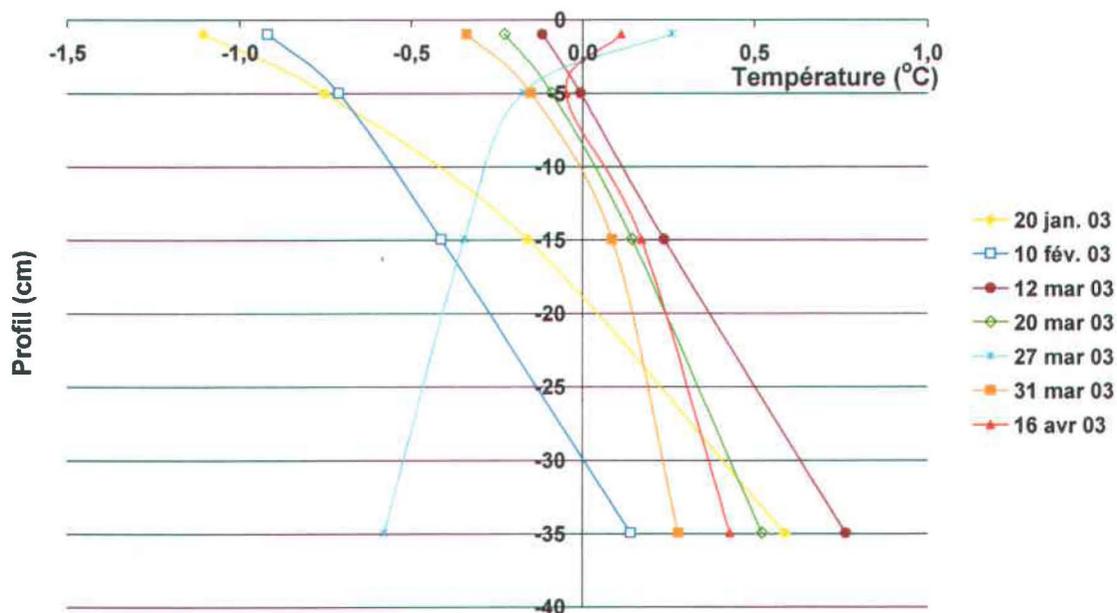


Figure 8 : Fluctuation des températures à différentes profondeurs dans le sol pendant l'hiver 2002-2003

3.4.2 Profils de concentrations moyennes des gaz

On observe que les profils de concentrations moyennes de N_2O et de CO_2 varient avec le temps, de respectivement $0,3$ à $12,7 \times 10^3$ ppbv (figure 9) et $0,8$ à $11,2 \times 10^3$ ppmv (figure 10) dans la parcelle. Les concentrations atmosphériques de N_2O et de CO_2 sont respectivement de $0,31 \times 10^3$ ppbv et de $0,36 \times 10^3$ ppmv. En ce qui concerne les concentrations de O_2 dans le sol, elles varient de $13,3$ à $20,2\%$ comparativement à la concentration atmosphérique qui est de $20,9\%$ (figure 11). De façon générale, les concentrations de N_2O et de CO_2 sont plus élevées dans le sol que dans le couvert de neige. En effet, le sol constitue la source de production microbienne du N_2O et du CO_2 , tandis que le couvert de neige est un médium considéré inerte à travers lequel il y a diffusion des gaz émis par le sol.

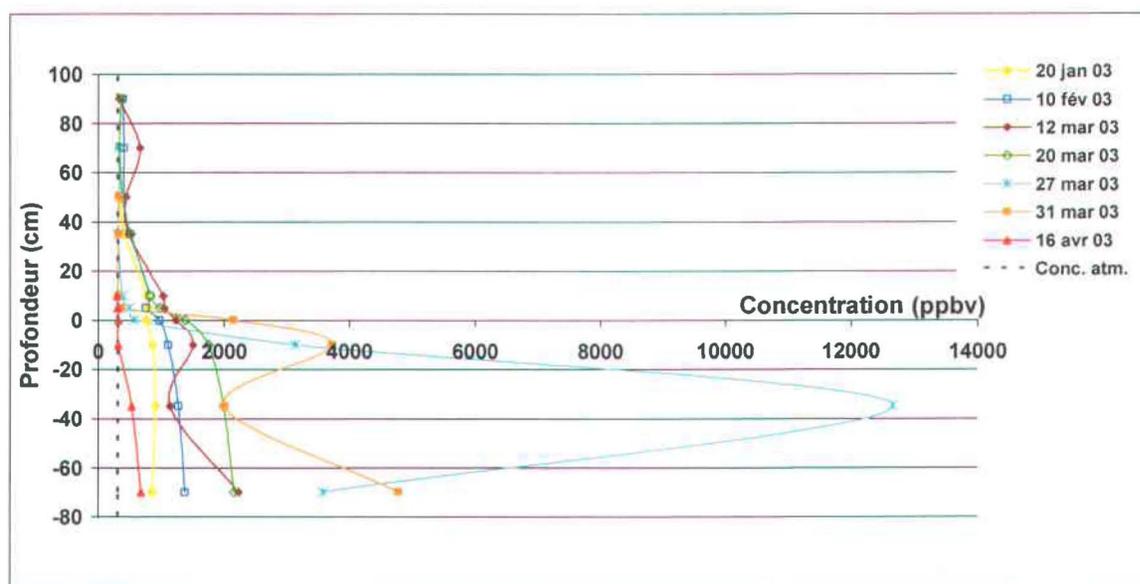


Figure 9 : Évolution des profils de concentrations de N_2O dans le sol et la neige pendant l'hiver 2002-2003

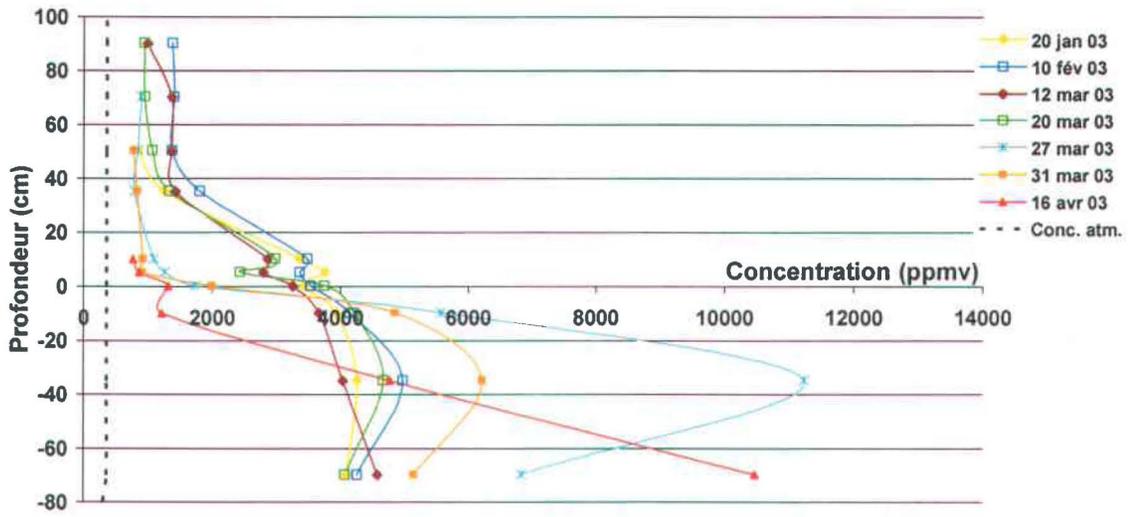


Figure 10 : Évolution des profils de concentrations de CO₂ dans le sol et la neige pendant l'hiver 2002-2003

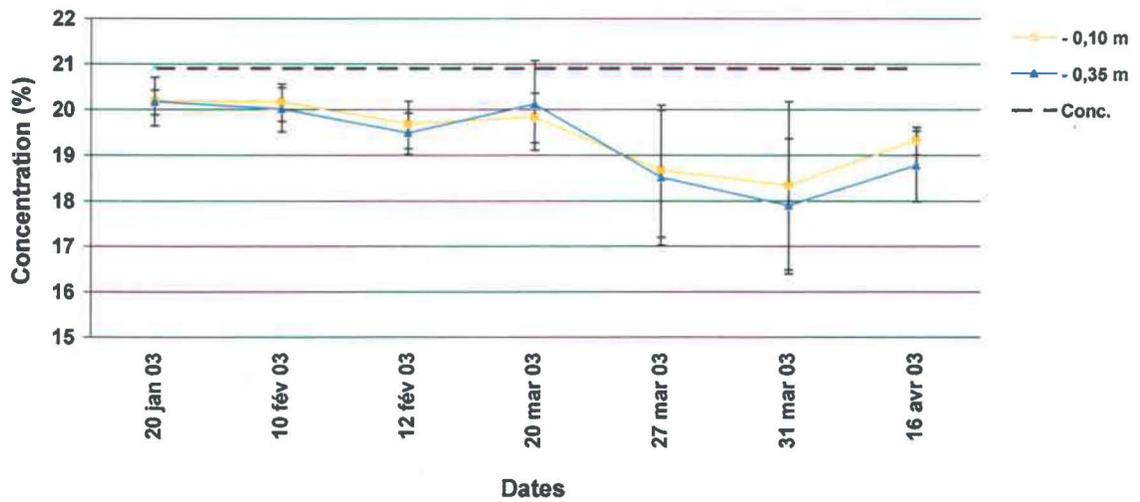


Figure 11 : Évolution des concentrations de O₂ à 10 et 35 cm dans le sol pendant l'hiver 2002-2003

À la figure 9, on observe que les concentrations de N₂O mesurées le 20 janvier 2003 présentent une faible variabilité sur tout le profil. Les profils du 10 février et du 12 mars 2003 présentent des concentrations moyennes un peu plus élevées dans le sol qu'au début de l'hiver (figure 9). De légers gradients de concentrations de N₂O sont observables dans le profil du sol pour ces deux dates. Les concentrations de gaz varient respectivement de $1,3 \times 10^3$ à 1×10^3 et de $2,2 \times 10^3$ à $1,2 \times 10^3$ ppbv. Une diffusion du N₂O à travers le couvert de neige est également notée par des concentrations de N₂O supérieures à la concentration atmosphérique. L'analyse des coefficients de variation des concentrations de N₂O pour chaque profondeur de sol et pour chaque date échantillonnée révèle que l'étendue de la variation est relativement faible pour les dates du 20 janvier, 10 février et 12 mars 2003 (tableau I).

Tableau I : Coefficients de variation des concentrations de N₂O et de CO₂ pour chaque profondeur d'échantillonnage et journée d'échantillonnage

Date	Gaz	CV %									
		-0,7 m	-0,35 m	-0,1 m	0 m	0,05 m	0,1 m	0,3 m	0,5 m	0,7 m	0,9 m
20 janvier 2003	N ₂ O	42	52	55	52	54	54	27	---	---	---
	CO ₂	35	38	35	43	42	39	103	---	---	---
10 février 2003	N ₂ O	72	70	70	61	65	54	52	8	1	0
	CO ₂	28	47	38	49	51	49	34	17	3	15
12 mars 2003	N ₂ O	98	84	95	80	86	95	77	35	175	10
	CO ₂	58	73	63	65	60	61	50	34	83	6
20 mars 2003	N ₂ O	94	96	105	92	106	81	88	28	7	10
	CO ₂	49	69	56	82	55	100	52	20	16	10
27 mars 2003	N ₂ O	133	272	148	79	78	35	5	4	ζ	ζ
	CO ₂	102	192	100	63	58	27	13	5	ζ	ζ
31 mars 2003	N ₂ O	220	112	207	330	31	4	6	3	ζ	ζ
	CO ₂	73	46	102	126	15	13	8	10	ζ	ζ
16 avril 2003	N ₂ O	67	44	10	24	6	2	ζ	ζ	ζ	ζ
	CO ₂	92	71	46	119	26	0	ζ	ζ	ζ	ζ

ζ Données non disponibles

Le profil de N₂O du 20 mars démontre une augmentation des concentrations de gaz sur l'ensemble du profil de sol (figure 9). On observe également une diminution des ces concentrations de la profondeur vers l'interface sol-neige. De l'interface sol-neige et jusqu'au point le plus haut du couvert de neige, on remarque une diminution très rapide du gradient de concentration (figure 9). La journée du 27 mars 2003 est caractérisée par d'importantes augmentations des concentrations de N₂O dans l'ensemble du profil de sol. Cette augmentation significative de la production de N₂O dans le profil de sol est plus particulièrement remarquable à 35 cm de profondeur. En effet, cette profondeur est

caractérisée par un pic de production de N₂O d'environ deux fois plus élevé qu'à 70 et 10 cm dans le sol. Le gradient de concentration de N₂O dans le couvert de neige est pratiquement nul. Il est également important de mentionner que les coefficients de variation des concentrations dans le sol sont beaucoup plus élevés que ceux dans la neige (tableau I). Le profil de concentrations moyennes de N₂O du 31 mars indique encore de forte concentration dans le sol (figure 9). Néanmoins, il y a une forte diminution de la concentration de N₂O à 35 cm dans le sol. En effet, comparativement à la journée d'échantillonnage précédente, le 27 mars, la concentration de gaz à 35 cm est inférieure à celle de 70 et 10 cm de profondeur (figure 9). De plus, on observe également une concentration de N₂O plus élevées à l'interface sol-neige. Comme précédemment, les concentrations de N₂O dans le couvert nival avoisinent aussi la concentration atmosphérique. À cette date, les coefficients de variation dans le sol et à l'interface sol-neige sont élevés (tableau I). L'échantillonnage du 16 avril 2003 révèle des concentrations moyennes peu élevées sur l'ensemble du profil (figure 9). La quasi-disparition du couvert de neige facilite la diffusion des gaz vers l'atmosphère et la variation des mesures pour cette date est faible, à l'exception de l'interface sol-neige où seulement quelques sondes sont encore recouvertes par la neige.

Les profils des concentrations moyennes de CO₂ se divisent en deux groupes (figure 10). Le premier groupe se distingue par l'accumulation de gaz au-dessus de l'interface sol-neige et le deuxième, par l'absence de cette accumulation et des concentrations plus élevées de CO₂ dans le sol. Les profils de CO₂ du 20 janvier, 10 février, 12 mars et 20 mars 2003 constituent le premier groupe, alors que ceux du 27 mars, 31 mars et 16 avril 2003 forment le deuxième groupe.

Le premier groupe est caractérisé par des gradients de concentrations de CO₂ similaires ainsi que par une inflexion des gradients de concentrations dans le couvert nival. Cette inflexion peut être une accumulation de CO₂ localisée entre le sol et les 20 premiers centimètres de neige du couvert, sous la couche de glace formée par la pluie verglaçante. Cette couche de glace ralentit la diffusion du gaz vers l'atmosphère. On remarque également que les concentrations de CO₂ sont plus importantes dans le profil de sol que dans le profil de neige, et cela malgré l'accumulation de gaz dans le couvert de

neige. À 35 cm de profondeur, la concentration de CO₂ est la plus importante pour l'ensemble des journées d'échantillonnage du premier groupe, ce qui dénote une grande l'activité microbienne. Il est également à noter que les coefficients de variation des concentrations sont faibles pour l'ensemble du profil de sol et de neige. Le deuxième groupe possède des profils de gaz dont les concentrations moyennes de CO₂ diminuent rapidement à l'interface du sol et du couvert de neige. Ce sont les concentrations de gaz dans le sol qui caractérisent ces profils de CO₂. Le profil de concentrations du 27 mars 2003 est marqué par une augmentation du CO₂ dans le sol, et principalement par un pic de concentration à 35 cm qui témoigne de l'augmentation de l'activité microbienne dans le sol. L'analyse des coefficients de variation démontre que l'étendue de la variation des concentrations de CO₂ dans le sol est grande (tableau I). Le 31 mars est marqué par une diminution des concentrations de CO₂ dans le sol comparativement à celles du 27 mars 2003. Les coefficients de variation à 10 dans le sol et 0 cm à la surface. Lors de la dernière journée d'échantillonnage, le 16 avril 2003, le profil de CO₂ présente une diminution importante des concentrations de CO₂ sur l'ensemble du profil de sol.

Une corrélation significative, $r = 0,705$ ($\alpha = 0,001$) entre les concentrations de N₂O et de CO₂ a été calculée. Par conséquent, le comportement de la production et l'émission de N₂O est expliqués à 49% ($r^2 = 0,49$) par celles du CO₂

Les concentrations de O₂ à 10 cm et 35 cm dans le sol sont relativement constantes autour de 20% tout au long de l'hiver et de la fonte printanière (figure 11). On observe une légère diminution d'approximativement 2% des concentrations de O₂ pour les journées du 27 et 31 mars 2003. Ces diminutions significatives des concentrations en O₂ concordent avec la période de fonte intensive du couvert de neige. Néanmoins, on observe également une augmentation de l'écart-type induit par l'augmentation de la variabilité spatiale pour ces mêmes dates. Deux corrélations ont également été effectuées entre le N₂O et le O₂ ainsi que le CO₂ et le O₂. Ces corrélations négatives se sont révélées faiblement significatives avec un r de $-0,4420$ et $-0,4697$ respectivement.

3.4.3 Porosité de la neige selon deux méthodes de mesure

Les valeurs de porosité du couvert de neige ont été obtenues à partir des mesures de densité du couvert de neige selon les deux méthodes, par carottage manuel et avec la sonde SNOWPOWER (Tableau II). La méthode par carottage manuel est ponctuelle dans l'espace et elle nécessite un grand nombre de mesures sur la superficie étudiée afin d'obtenir une bonne représentativité de la variation spatiale. Dans le présent cas, les mesures sont effectuées sur une superficie de 800 m². Or, la sonde SNOWPOWER permet une intégration spatiale de la densité du couvert de neige sur vingt mètres. Cela permet un suivi plus régulier de la densité de la neige, et donc de la porosité.

Tableau II : Porosité de la neige selon deux méthodes d'échantillonnage de la densité du couvert nival durant l'hiver 2002-2003

Porosité avec densité manuelle				Porosité avec densité de SNOWPOWER			
Date	Moyenne	Écart-type	Nbre	Date	Moyenne	Écart-type	Nbre
				08 janv 03	0,721	0,031	4
				16 janv 03	0,722	0,052	2
24 janv 03	0,730	0,045	10	24 janv 03	0,680	0,138	4
				30 janv 03	0,609	0,007	2
07 févr 03	0,751	0,043	12	07 févr 03	0,654	0,056	5
				19 févr 03	0,625	0,009	2
				27 févr 03	0,635	0,001	2
				05 mars 03	0,617	0,000	1
11 mars 03	0,742	0,026	12	14 mars 03	0,612	0,013	5
20 mars 03	0,694	0,027	12	20 mars 03	0,633	0,018	5
				21 mars 03	0,604	0,004	2
				24 mars 03	0,668	0,026	2
				25 mars 03	0,614	0,003	2
				26 mars 03	0,598	0,002	3
27 mars 03	0,688	0,096	18	27 mars 03	0,588	0,001	2
				28 mars 03	0,604	0,021	2
31 mars 03	0,645	0,080	18	31 mars 03	0,645	0,004	2
				02 avr 03	0,660	0,005	3
				04 avr 03	0,673	0,012	2
				09 avr 03	0,676	0,001	2
16 avr 03	0,681	0,086	6	11 avr 03	0,659	0,023	2

En général, on observe que la variabilité de la porosité calculée avec les mesures de densité de SNOWPOWER est généralement inférieure à celle obtenue par carottage manuel. Cela provient du fait que la méthode manuelle de la densité n'intègre pas la variabilité spatiale de la porosité du couvert de neige contrairement à la sonde. Cela a

pour conséquence d'induire un plus fort écart-type sur la porosité. Le suivi temporel est également limité avec la méthode manuelle tandis que la sonde SNOWPOWER permet de faire le suivi en continu des propriétés du couvert de neige, sur une base journalière en faisant la moyenne des données horaires. L'écart-type sur cette mesure provient de la variation entre les répliquats de lecture dans une même journée.

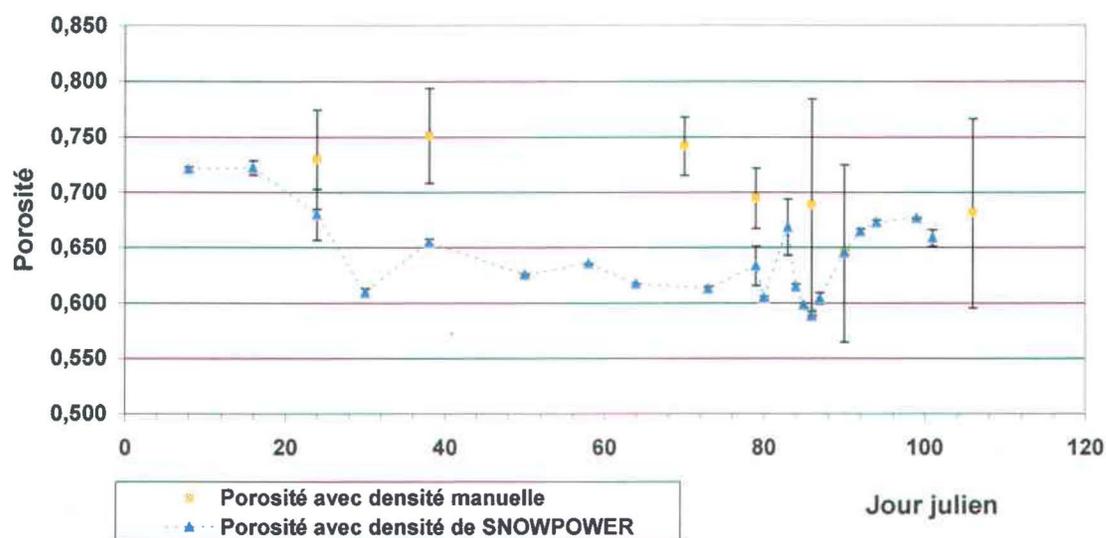


Figure 12 : Porosité du couvert nival selon deux méthodes d'échantillonnage de la densité de la neige durant l'hiver 2002-2003

A la figure 12, on remarque que la porosité de la neige calculée avec les mesures manuelles de la densité suit de très près, avec une légère tendance à être plus élevée, celle calculée avec les densités de SNOWPOWER.

3.4.4 Flux de N₂O

Les flux moyens de N₂O lors des journées d'échantillonnage pendant l'hiver et la fonte printanière 2002-2003 ont été calculés à l'aide de la première loi de diffusion de Fick (tableau III). Les résultats diffèrent selon les deux méthodes utilisées pour mesurer de la densité de la neige. En effet, le flux de N₂O varie différemment tout au long de l'hiver selon la méthode d'échantillonnage de la densité du couvert nival. La méthode

par carottage manuel permet de calculé un flux de 37 ng m⁻² s⁻¹ de N₂O le 20 janvier, suivit d'une diminution de moitié le 10 février 2003 (17 ng m⁻² s⁻¹). Au-delà de cette date, une augmentation progressive du flux est observée jusqu'au 20 mars 2003, où un flux maximum de 40 ng m⁻² s⁻¹ est atteint lors de la fonte massive. Subséquemment, une diminution progressive du flux est notée tout au long de la fonte pour atteindre un minimum de 13 ng m⁻² s⁻¹ lors de la dernière journée d'échantillonnage. De l'autre côté, la sonde SNOWPOWER démontre une évolution différente des flux tout au long de l'hiver et de la fonte du couvert nival. En effet, les flux calculés avec la densité de la neige obtenue avec la sonde SNOWPOWER sont relativement stables, de 34 à 31 ng m⁻² s⁻¹, tout au long de la période d'accumulation du couvert nival. Avec l'arrivée de la fonte massive, une hausse du flux est notée le 20 mars 2003, 37 ng m⁻² s⁻¹. Suite à cette date, une diminution du flux de N₂O est observée jusqu'à l'atteinte d'un minimum lors de la dernière journée d'échantillonnage.

Tableau III : Comparaison des flux moyens de N₂O calculés selon deux méthodes de mesure de la densité du couvert nival pendant l'hiver et la fonte printanière 2003

Date d'échantillonnage	État du couvert de neige	Flux de N ₂ O (ng m ⁻² s ⁻¹)			
		Manuelle		SNOWPOWER	
		Moyenne	Écart-type	Moyenne	Écart-type
20 janvier 2003	Accumulation	37	37	34	34
10 février 2003	Accumulation	17	32	33	28
12 mars 2003	Accumulation	24	32	31	26
20 mars 2003	Fonte massive	40	38	37	30
27 mars 2003	Fonte massive	25	27	22	23
31 mars 2003	Regel et fonte	13	17	13	17

Il est cependant important de remarquer que les écart-types sur la moyenne des flux calculés lors des journées d'échantillonnage sont très élevés, et cela pour les deux méthodes d'échantillonnage de densité de la neige.

Dans le but d'obtenir un estimé des pertes de N₂O gazeux durant l'hiver et la fonte printanière, les flux moyens de N₂O ont été extrapolés au mois et à l'hectare selon les deux méthodes d'échantillonnage de la densité de la neige. Les résultats sont présentés dans le tableau IV.

Tableau IV : Comparaison des pertes de N₂O gazeux extrapolées à partir du calcul du flux moyen selon deux méthodes de mesure de la densité du couvert nival pendant les mois d'hiver et de la fonte printanière 2003

Période d'extrapolation	Flux extrapolé de N ₂ O (kg mois ⁻¹ ha ⁻¹)	
	Manuelle	SNOWPOWER
Janvier 2003	0,99	0,92
Février 2003	0,42	0,80
Mars 2003	0,75	0,83
Avril 2003	0,34	0,35
Total	2,50	2,89

Les flux extrapolés à l'aide des mesures de densité de la neige avec la méthode de carottage manuel et celle de la sonde SNOWPOWER démontrent que le mois de janvier est celui où les pertes de N₂O sont les plus importantes, respectivement 0,99 et 0,92 kg mois⁻¹ ha⁻¹. Par la suite, les flux extrapolés avec la densité manuelle montre une forte diminution pendant le mois de février (0,42 kg mois⁻¹ ha⁻¹), suivit d'une hausse pendant le mois de mars (0,75 kg mois⁻¹ ha⁻¹). De l'autre côté, les flux extrapolés avec SNOWPOWER subissent une légère diminution durant le mois de février (0,80 kg mois⁻¹ ha⁻¹) avec un légère hausse durant la mois de mars (0,83 kg mois⁻¹ ha⁻¹). Dans les deux cas, le mois d'avril est la période où le flux est le plus faible.

3.5 Discussion

3.5.1 Profils de gaz

Il a été démontré dans de nombreuses études que la présence d'un épais couvert de neige isole la surface du sol et permet à l'activité microbienne de continuer tout au long de l'hiver (Brooks *et al.* 1996; van Bochove *et al.* 2000b; van Bochove *et al.* 2001). Le couvert nival diminue les échanges d'énergie entre le sol et l'atmosphère et permet de conserver l'humidité du sol relativement constante jusqu'à l'initiation de la fonte (Brooks *et al.* 1996). Les propriétés physiques du couvert nival sont donc déterminantes dans la régulation des échanges liquides et gazeux entre le sol, la neige et l'atmosphère (Fortin

2003). L'hétérogénéité est la cause de variation de la diffusivité des gaz et peut indirectement influencer la production microbienne de gaz dans le profil du sol.

L'établissement du couvert de neige tôt en début de saison permet de conserver des minima de température du sol plus élevés que celles de l'air (Brooks *et al.* 1996). De plus, Brooks *et al.* (1996) stipule que -5° est la température à laquelle un sol commence à dégeler, et que l'eau devient disponible pour l'activité microbienne hétérotrophe. Par conséquent, on présume que, selon les résultats obtenus qui démontrent des températures supérieures à -5°C tout au long de la période expérimentale (figure 8), le sol de la parcelle est demeuré non gelé toute la saison hivernale 2002-2003, et que l'activité microbienne y a également persisté.

La présence de gradients de température dans le sol durant les mois de janvier et février est susceptible d'avoir influencé la production de N₂O et de CO₂ (Fortin 2003). En effet, les froides températures de l'air associées à un couvert de neige relativement mince et instable peuvent être à l'origine d'une diminution de l'activité microbienne, induisant une plus faible production de N₂O et de CO₂ pour les journées du 20 janvier et 10 février 2003. L'augmentation de la hauteur du couvert de neige au courant de l'hiver semble avoir diminué le gradient de température dans le sol pour les dates du 12 mars et 20 mars 2003. Néanmoins, aucune augmentation significative des concentrations moyennes de N₂O et de CO₂ n'est notée. Cela peut découler des conditions présentes dans le sol à l'automne, avant l'établissement du couvert de neige.

Les conditions favorables à la dénitrification résident principalement en un contenu élevé en eau ainsi qu'en nitrate dans le sol. Nommik (1956) suggère que des pertes significatives d'azote par dénitrification se produisent lorsque la teneur en eau volumique du sol est supérieure à 80%. Linn et Doran (1984) indiquent également que l'aération du sol est un facteur limitant de l'activité microbienne anaérobie lorsque la teneur en eau volumique est inférieure à 60%. À l'automne 2002, la teneur en eau volumique du sol de la parcelle variait de 16,8 à 37,4% pour la couche de sol allant de 0 à 25 cm et de 16,4 à 37,8% pour celle de 25 à 35cm, ce qui est inférieure aux valeurs précédemment mentionnées. Il est probable que ces conditions aient perduré tout l'hiver. En effet, la présence d'un couvert nival réduit les échanges d'énergie à l'interface du sol

et de la neige, et maintient l'humidité du sol relativement constante jusqu'à la fonte (Brooks *et al.* 1996). Dans un second temps, les analyses sur la teneur en nitrate du sol se sont révélées très faibles, inférieure à 10 mg L^{-1} . Cela limite la disponibilité du substrat utilisé lors de la dénitrification, puisqu'elle repose principalement sur la réduction des nitrates en N_2O (Shoun *et al.* 1992; Tiedje 1994; Nyborg *et al.* 1997; Fazzolari *et al.* 1998; Zhou 2001).

Les profils de CO_2 antérieurs à la période de fonte démontrent une accumulation de gaz sous la couche de glace formée dans la nuit du 31 décembre au 1^{er} janvier 2003. La croûte de glace ne semble pas être imperméable puisqu'un gradient de concentration est observable au-dessus de celle-ci. En effet, la présence d'une couche de glace dans le couvert nival va principalement réduire le processus de diffusion des gaz (Fortin 2003). Cette accumulation située dans la neige entre 5 et 10 cm de la surface du sol a persisté du 20 janvier, au 10 février et au 12 mars 2003. Les couches de glace enfouies dans le couvert de neige sont moins sujettes au métamorphisme, puisque les phénomènes susceptibles de modifier la structure de la glace consistent en une hausse des températures du couvert de neige ou un apport important d'eau (Fortin 2003). On observe que les gradients de concentration de CO_2 dans le couvert de neige sont moins apparents à partir du 20 mars 2003, et on ne distingue aucune accumulation de CO_2 au delà de cette date. Cela peut-être attribué au mûrissement du couvert de neige qui provoque une dégradation partielle de la couche de glace et ainsi, une meilleure diffusion (Fortin 2003). Cependant, il est également possible que les pores du sol soient remplis par l'eau de fonte et restreignent la diffusion des gaz dans le couvert de neige, et donc des flux (Persoons et Bielders 2003). Une troisième hypothèse pouvant justifier les faibles concentrations dans le couvert de neige le 20 mars repose principalement sur un aspect technique de la sonde. La présence d'un halo de fonte autour de la sonde a été notée lors de l'échantillonnage (figure 13). Ce halo est attribué à l'albédo de la sonde aluminisée qui réfléchit l'énergie solaire et fait fondre la neige. Cela est susceptible de permettre l'échappement des gaz qui se trouvaient à l'intérieur du couvert nival. Par conséquent lors de l'échantillonnage, les gaz échantillonnés sont moins concentrés.

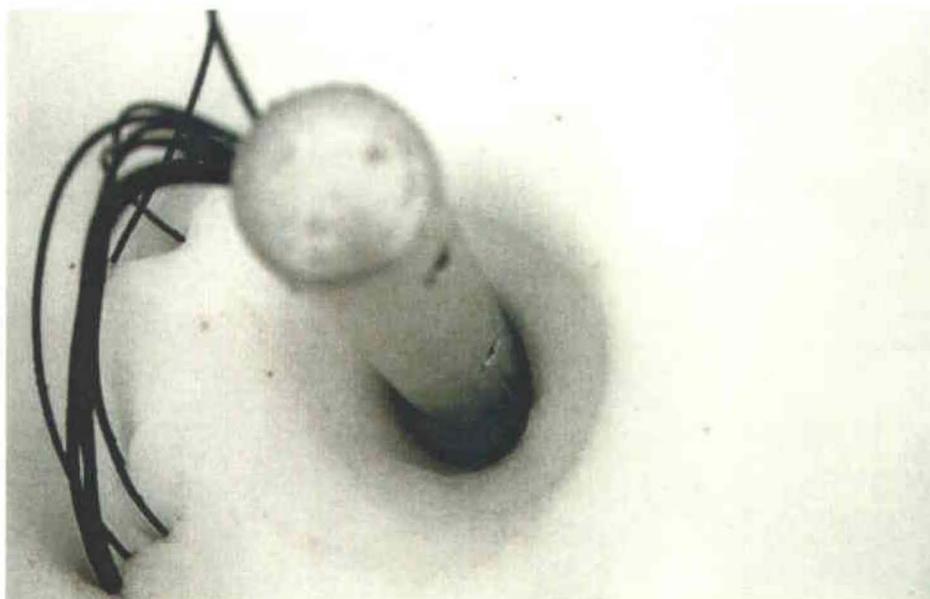


Figure 13 : Halo de fonte autour de la sonde

Van Bochove *et al.* (1996) avaient constaté une augmentation des concentrations de N₂O et de CO₂ dans le sol lors de la fonte du couvert de neige. Cela est possiblement induit par une augmentation du contenu en eau et un apport en nutriment. Le ratio d'air et d'eau dans le sol influence l'activité microbienne aérobie et anaérobie (Linn et Doran, 1984). L'activité microbienne anaérobie facultative augmente avec le contenu en eau du sol jusqu'au point où l'eau remplace l'air et restreint la diffusion ainsi que la disponibilité de l'oxygène (Linn et Doran 1984). Les résultats démontrent que le 20 mars 2003, le début de la fonte massive, les concentrations de N₂O et de CO₂ ne sont pas significativement élevées. Cette absence de réponse est probablement induite par un délai entre la fonte de la neige et l'infiltration de cette eau dans le sol. Les fortes concentrations moyennes de N₂O et de CO₂ du 27 mars 2003 coïncident avec l'établissement d'un couvert nival isotherme. La production et l'émission de N₂O et de CO₂ augmentent généralement avec la température du sol puisque l'activité biologique augmente, la solubilité des gaz dans la solution d'eau du sol diminue et la disponibilité en O₂ diminue également (Linn et Doran 1984; van Bochove *et al.* 2002). En effet, le gradient de température positif à partir de la surface du sol jusqu'aux horizons plus en profondeur crée un gradient de solubilité négatif des gaz dans l'eau du sol (van Bochove *et al.* 2000a). Cela engendre un phénomène de dégazement de l'eau qui peut induire de

fortes concentrations de N_2O et de CO_2 dans le sol à 0,35 m. Muller *et al.* (2002) stipulent qu'environ 13% du N_2O émis est attribuable à un changement de solubilité du N_2O dans l'eau du sol. Un des principaux facteurs pouvant limiter la dénitrification dans les sols agricoles est la présence de O_2 . En effet, les microorganismes anaérobies facultatifs impliqués dans la dénitrification vont rapidement se servir des nitrates du sol comme accepteur d'électron lorsque l'oxygène est limitant (Tiedje 1994). Les résultats obtenus ne démontrent aucune diminution importante de la concentration de O_2 . Les concentrations en O_2 dans le sol ne descendent pas en dessous de 15%. Ces concentrations reflètent le contenu moyen et macroscopique de l'atmosphère du sol, en excluant les micro-aggrégats qui, en leur centre, peuvent constituer un micro-environnement anoxique. Néanmoins, la progression de la fonte du couvert nival et la pénétration de l'eau dans le sol ont pu diminuer la diffusivité de l'oxygène dans le profil du sol ainsi que favoriser la production de N_2O et de CO_2 . Des études ont d'ailleurs révélé la présence de microsites anaérobiques dans le sol qui sont isolés de la diffusion de O_2 , favorisant ainsi les processus de dénitrification (Seech et Beauchamp, 1988; Fazzolari *et al.* 1998). La diminution de la disponibilité en O_2 lève l'inhibition de l'expression de l'enzyme N_2O -réductase et favorise ainsi la réduction du N_2O en N_2 (van Bochove et Jones 1999; van Bochove *et al.* 2000a). Par ailleurs, il a également été établi que certains microorganismes ont la faculté d'utiliser l'oxygène et les nitrates simultanément comme accepteur d'électrons lors de la respiration (Fazzolari *et al.* 1998).

Après les fortes émissions de N_2O et de CO_2 du 27 mars, les concentrations des deux gaz ont diminué. Van Bochove *et al.* (1996) avaient également observé une diminution des concentrations de N_2O durant la période principale de fonte ainsi qu'après la disparition du couvert de neige. Nyborg *et al.* (1997) ont émis une hypothèse selon laquelle une période de recouvrement est requise après une période de fortes émissions. Cela impliquerait plusieurs phénomènes dont la succession naturelle des populations microbiennes, la disponibilité des nutriments et l'enlèvement des déchets produits. Van Bochove *et al.* (2001) expliquent que la diminution significative et simultanée des concentrations de N_2O et de CO_2 dans le sol est, en partie, le résultat d'un transfert de gaz du sol vers l'atmosphère lorsque l'espace de certains pores devient libre au transport des gaz. D'autre part, un transfert peut être occasionné par la forte solubilité à basse

température des deux gaz dans l'eau de fonte qui est infiltré jusqu'au système de drainage.

3.5.2 Variabilité des sondes

Plusieurs études mentionnent qu'il y a une forte variabilité spatiale qu'en aux émissions de N₂O provenant de sols agricoles (Folorunso et Rolston 1984, Parkin 1987, Seech et Beauchamp 1988). Lors d'une étude portant sur la variabilité du taux de dénitrification, Parkin (1987) a établi que ce taux peut largement varier à l'intérieur de 10 cm. Cela est attribuable à la présence de points chauds dits « hot spots ». Ils sont caractérisés par une activité de dénitrification spécifiquement élevée et sont distribués de façon hétérogène dans le sol (Parkin 1987). Ainsi, la présence de ces points chauds peut possiblement être à l'origine des coefficients de variation élevés entre les différents échantillons de gaz prélevés dans les sols. Fortin (2003) a également observé ce phénomène lors de son étude. En conséquence, les fortes concentrations de gaz prélevé à certaines sondes vont induire une plus grande étendue de la variation autour de la concentration moyenne d'une population de sondes.

3.5.3 Comparaison des mesures de densité

Tel que rapporté, la précision des mesures avec le carottier est de 4 à 5% (Gauthier *et al.* 1997) tandis que celle de SNOWPOWER est théoriquement de moins de 1% (Brandelik *et al.* 1998). La sonde SNOWPOWER devrait donc apporter plus de précision pour mesurer la densité du couvert de neige que le carottage ponctuel.

La variabilité autour des valeurs de porosité de la neige diffère entre les deux méthodes utilisées. En effet, il est important de mentionner que l'écart-type sur la porosité de la neige calculé avec les mesures de densité de la sonde SNOWPOWER est généralement inférieur à celui par carottage manuel, à l'exception des mesures prises en janvier et début février. Les mesures manuelles de densité moyenne de la neige démontrent une certaine variabilité spatiale, contrairement à la sonde SNOWPOWER qui intègre la densité du couvert nival sur tout le long du câble. La méthode par carottage manuel est ponctuelle dans l'espace, et ne permet pas de faire une intégration spatiale

efficace de la densité de la neige. Il est important de noter que l'utilisation du carottier lors de l'échantillonnage crée une légère compaction des cristaux de neige, ce qui induit une erreur expérimentale sur les mesures de densité, et donc de porosité. De plus, l'absence d'intégration spatiale de la méthode manuelle se traduit par l'augmentation de la variabilité spatiale des mesures de densité lors de la fonte printanière. Cela est probablement induit par une maturation non homogène du couvert nival. Il est également possible que lors de la fonte printanière la perte de coalescence entre les cristaux de neige augmente l'erreur expérimentale sur la manipulation du carottier. La sonde SNOWPOWER semble être une alternative intéressante qui permet d'intégrer spatialement les propriétés du couvert de neige dans un milieu non perturbé. Elles sont considérées plus représentatives pour l'ensemble de la parcelle expérimentale.

Néanmoins, il est évident que l'utilisation de ces deux méthodes d'échantillonnage de la densité de la neige amène une contrainte technique majeure qui consiste en ce que les mesures doivent être prises dans des parcelles distinctes. Le carottage manuel du couvert nival est un procédé destructif. En effet, il y a altération de l'uniformité du couvert sur la superficie donnée, lors du prélèvement des carottes de neige ainsi que du déplacement de la personne qui effectue l'échantillonnage. De l'autre côté, l'utilisation de la sonde SNOWPOWER pour les mesures de densité du couvert de neige est idéale pour garder le couvert de neige non perturbé. Les conditions du couvert de neige, environnantes le câble de la sonde, sont représentatives de celles d'un milieu naturel, qui est uniquement soumis aux conditions climatiques. Cependant, afin de minimiser le biais de cette contrainte technique et de pouvoir comparer les deux méthodes d'échantillonnage de la densité de la neige, la sélection des parcelles a été très rigoureuse. Les deux parcelles sont contiguës et situées dans un milieu ouvert. Elles sont soumises aux mêmes conditions climatiques, comme les précipitations, le vent et l'ensoleillement. Par conséquent, on doit assumer qu'à la base, aucune raison ne permet de croire à une différence entre les deux parcelles d'échantillonnage. On postule que les propriétés du couvert de neige de la parcelle SNOWPOWER et de celles de la parcelle expérimentale voisine sont équivalentes.

3.5.4 Flux de N₂O

Van Bochove et al. (2000b) ont démontré que les émissions hivernales de N₂O provenant des sols agricoles peuvent être importantes, mais que la variation interannuelle des flux de gaz durant l'hiver l'est également. Les conditions météorologiques qui prévalent tout au long de l'année sont directement reliées aux facteurs environnementaux qui vont influencer l'activité microbologique dans les sols et la diffusion du gaz dans le couvert de neige. Néanmoins, la comparaison des flux de la présente étude avec les hivers 1994-1995 et 1995-1996 de celle de van Bochove et al. (2000) sont de même ordre de magnitude.

En comparant les flux moyens calculés à partir de donnée de densité par carottage manuel et avec la sonde SNOWPOWER, on observe une différence dans l'évolution de ces derniers pendant l'hiver et la fonte printanière selon la méthode utilisée. Cette différence est attribuée à la valeur de porosité. En effet, lors du calcul du flux pour une sonde et une journée donnée, la porosité de la neige (Φ_n) est le seul paramètre variant dans l'équation de la première loi de la diffusion de Fick. Néanmoins, il est important de noter que le fort écart-type autour du flux moyen vient minimiser la comparaison de ces deux méthodes d'échantillonnage de la densité de la neige dans le calcul du flux. Cette grande variabilité provient des gradients de concentrations calculés à partir des échantillons de gaz prélevés dans le sol et la neige à partir des différentes sondes à gaz installées dans la parcelle. Tel qu'expliqué dans les sections 3.5.1 et 3.5.2, la variabilité des profils de gaz dans le sol et la neige varient avec une multitude de facteurs physiques, chimiques et biologiques, tant au niveau du sol que du couvert de neige. Ces derniers influencent la production et l'émission de N₂O durant l'hiver et la fonte printanière.

Par conséquent, il semble que la variabilité des concentrations de gaz dans le couvert de neige soit un facteur prépondérant sur la valeur de porosité dans le calcul du flux de N₂O. Cependant, lors de l'extrapolation des pertes de N₂O gazeux pendant l'hiver et la fonte printanière 2002-2003, il y a une différence d'environ 16% avec la méthode de densité de SNOWPOWER par rapport à celle de la densité par carottage manuelle. En résumé, l'utilité de la sonde SNOWPOWER réside, essentiellement, dans le fait qu'elle

permet l'intégration spatiale des propriétés du couvert de neige, contrairement au carottage manuelle.

4 CONTENU MASSIQUE DE N₂O

4.1 Introduction

Les sols sont généralement identifiés comme la principale source d'émission de N₂O vers l'atmosphère (Bouwman *et al.* 1995). Cette source de N₂O peut persister tout au long de l'année car certains sols agricoles ou naturels ont une activité de dénitrification à basse température sous couvert de neige (Sommerfeld *et al.* 1993; van Bochove *et al.* 1996; 2000a;). Dans le chapitre 3, les gradients de concentrations de gaz et l'estimation des flux de gaz vers l'atmosphère par la loi de Fick ont démontré qu'il y a une production dans le sol ainsi qu'une diffusion dans la neige de N₂O pendant l'hiver et la fonte printanière. Il a également été montré que les concentrations de N₂O dans l'air du sol sont fortement variables dans le temps et l'espace. Puisque la solubilité du N₂O est importante à basse température, les gradients de température établis dans le sol pendant l'hiver et la fonte printanière sont déterminants pour indiquer la capacité de l'eau du sol à retenir le N₂O sous forme soluble. Dowdell *et al.* (1979) ont observé des concentrations de N₂O extrêmement élevées dans les eaux de drainage des champs agricoles pendant les mois d'hiver. En effet, il y a une forte corrélation entre l'augmentation de la teneur en eau du sol et l'augmentation de la concentration de N₂O dans l'eau de celui-ci (Davidson et Firestone 1988; Davidson et Swank 1990). Par conséquent, lorsque la solubilité du N₂O est suffisamment élevée et que la diffusion de la phase gazeuse est restreinte, il en résulte une accumulation de N₂O dans la phase liquide du sol (Davidson et Swank 1990).

L'importance des pertes de N₂O via le dégazement de l'eau du sol *in situ* ou qui quitte l'écosystème agricole par les drains et les fossés de drainage, est pauvrement documentée. En effet, le N₂O solubilisé et lessivé par l'eau du sol constituerait une part importante des émissions agricoles de N₂O indirectes, néanmoins elle pourrait également être une des sources de N₂O les moins connues (Nevison 1999). Aucun véritable estimé sur les pertes totales de N₂O gazeux et soluble dans l'environnement n'est établi pour les sols agricoles. L'intérêt et le but de ce chapitre est d'établir le contenu massique de N₂O

total par couche de sol afin de quantifier la quantité de N_2O gazeux et soluble dans le sol. Ce contenu massique est estimé à l'aide de la loi de Henry.

Ainsi, les prochaines sections présentent les concepts théoriques de la loi de Henry, la méthodologie adoptée, les résultats obtenus lors de la période d'échantillonnage 2002-2003, ainsi qu'une discussion et une conclusion sur l'application de la loi de Henry dans le but d'établir le contenu massique de N_2O .

4.2 Concepts théoriques

4.2.1 Loi de Henry

La loi de Henry stipule, qu'à l'équilibre, la valeur de la fraction molaire d'un gaz dissous dans un liquide est directement proportionnelle à la pression partielle de ce gaz à la surface du liquide (Kampbell *et al.* 1989) :

$$x_g = K_H \times p_g \quad (4-1)$$

où x_g = Fraction molaire de gaz dissous (mol l^{-1}),

K_H = Constante de la loi de Henry ($\text{mol l}^{-1} \text{atm}^{-1}$)

p_g = Pression partielle du gaz à l'équilibre (atm),

La constante k réfère normalement à des conditions de température standard de 298,15 K. Cette loi est validée lorsque la concentration et la pression partielle sont raisonnablement faibles. Ainsi la solubilité d'un gaz dans un liquide a une valeur limitée et finie qui dépend de la nature du gaz ainsi que de celle du liquide, de la pression et de la température.

Dans la présente étude, la température est le principal facteur influençant la solubilité du gaz dans le liquide. En effet pour une pression donnée, la solubilité du N_2O dans l'eau diminue rapidement avec l'augmentation de la température. Il est possible

d'estimer la solubilité de la fraction molaire du N₂O dans une solution d'eau à l'aide de l'équation suivante (Gevantman 2000) :

$$\ln x = A + \frac{B}{T^*} + C \cdot \ln(T^*) \quad (4-2)$$

où pour le N₂O : A = -60,7467

$$B = 88,8280$$

$$C = 21,2531$$

$$T^* = T/100 \text{ (K)}$$

Une équation simple a été développée pour calculer la quantité de N₂O dissous dans un système fermé. Cette équation découle de l'application de la loi de Henry. Elle est basée sur le volume de la solution et de l'atmosphère, la masse de N₂O gazeux ainsi que la constante de solubilité du N₂O dans l'eau (Moraghan and Buresh 1977) :

$$y = K_S \cdot x \cdot \frac{V_s}{V_a} \quad (4-3)$$

où y = Masse total de N₂O dissous dans le système fermé (ng)

K_S = Constante de solubilité (cm³ de N₂O dissous par cm³ d'eau)

x = Masse de N₂O dans l'atmosphère dans le système fermé (ng)

V_s = Volume de la solution (l)

V_a = Volume d'air (l)

En résumé, la constante de solubilité du N₂O est fonction de la température, tandis que la quantité de N₂O dissous est fonction du ratio des volumes de la solution et de l'atmosphère.

4.3 Méthode

4.3.1 Porosité du sol

La porosité totale d'un sol est calculée à partir du ratio de la densité apparente et de la densité réelle ($\rho_{app}/\rho_{réelle}$) représentant la fraction du volume total occupée par les solides selon l'équation suivante (Danielson et Sutherland, 1986) :

$$\varphi_s = 1 - \left(\frac{\rho_{app}}{\rho_{réelle}} \right) \quad (4-4)$$

où φ_s = Porosité

ρ_{app} = Densité apparente (g cm^{-3})

$\rho_{réelle}$ = Densité réelle (g cm^{-3})

La densité réelle d'un sol minéral est estimée à $2,56 \text{ g cm}^{-3}$. La densité apparente se détermine par le rapport entre la masse de sol séché à 105°C et le volume de l'échantillon frais prélevé au champ (Blake et Hartge, 1986) selon l'équation :

$$\rho_{app} = \frac{m_m}{V_t} \quad (4-5)$$

où ρ_{app} = Densité apparente (g cm^{-3})

m_m = Masse de sol sec (g)

V_t = Volume total de l'échantillon de sol frais (cm^{-3})

Pour cela, des échantillons de sol sont récoltés à l'aide de cylindres métalliques de 10 cm de longueur et de 5 cm de diamètre insérés verticalement dans le sol en préservant la structure du sol. Quatre strates de sol ont été échantillonnées : 0 à 10 cm, 10 à 20 cm, 20 à 30 cm, et 30 à 40 cm. Cette technique permet également de conserver la structure du

sol lors du transport des échantillons. Cependant, elle se révèle moins performante lorsque la présence de pierres est fréquente dans le sol et altère le carottage (Blake et Hartge, 1986).

4.3.2 Teneur en eau volumique du sol

La teneur en eau du sol a été mesurée à l'automne 2002 lors de prélèvements de sol effectués pour les couches de 0 à 25 cm et 25 à 35 cm de profondeur pour chaque sonde. La teneur en eau volumique du sol (θ) est calculée avec l'équation suivante :

$$\theta = w \frac{\rho_{app}}{\rho_w} \quad (4-6)$$

où w = Teneur en eau gravimétrique (g g^{-1})

$$w = \frac{m_w}{m_m} \quad (4-7)$$

où m_w = Masse de l'eau (g)

m_m = Masse du sol sec (g)

ρ_{app} = Densité apparente du sol (g cm^{-3})

ρ_w = Densité de l'eau (g cm^{-3})

La densité de l'eau est de 1 g cm^{-3} . À défaut de n'avoir pu échantillonner le sol au cours de l'hiver, les valeurs obtenues par échantillonnage à l'automne sont considérées comme représentatives de la teneur en eau du sol pendant toute la saison hivernale.

Lors de la fonte printanière, un important apport d'eau pénètre dans le sol. Afin d'estimer la teneur en eau du sol durant cette période, il faut émettre l'hypothèse que les pertes en eau du couvert de neige proviennent uniquement de la fonte de la neige, et que

l'eau de fonte migre dans le couvert de neige et pénètre dans les 40 premiers centimètres du sol pour s'y accumuler. Ainsi, il est possible d'estimer la teneur en eau totale du sol (θ') pendant la fonte printanière en calculant l'équivalent en eau de la neige perdue par la fonte pour une période donnée :

$$\theta' = \frac{E_{tot}}{V} \quad (4-8)$$

où E_{tot} = Eau totale (m^3)

V = Volume du sol considéré (m^3)

$$\text{Et } E_{tot} = E_p + E_a \quad (4-9)$$

où E_p = Eau présente (m^3)

$$E_p = \theta * V \quad (4-10)$$

où θ = Teneur en eau volumique du sol

V = Volume du sol considéré (m^3)

E_a = Eau ajoutée (m^3)

$$E_a = EEN * S \quad (4-11)$$

où EEN = Équivalent en eau de la fonte du couvert de neige (m)

S = Surface de sol considérée (m^2)

4.3.3 Teneur en air volumique du sol

La teneur en air volumique du sol est calculée à partir de la différence entre la porosité totale et de teneur en eau volumique du sol :

$$P_a = \varphi_s - \theta \quad (4-12)$$

où φ_s = Porosité total du sol

θ = Teneur en eau volumique du sol

4.3.4 Teneurs en nitrate et nitrite du sol

Des prélèvements de sol ont été effectués dans la parcelle expérimentale à l'automne 2003 afin de connaître la teneur en nitrate dans le sol. Les échantillons ont été prélevés à deux profondeurs : 0 à 25 cm et 25 à 35 cm. Ils ont été congelés à -17 °C jusqu'à l'analyse de leur contenu en nitrate.

La méthode d'extraction au KCl 2M a été utilisée afin d'extraire les nitrates contenus dans le sol (Maynard et Kalra 1993). Cette méthode d'analyses repose sur le principe que le nitrate est soluble dans l'eau. Le dosage des ions nitrates extraits des échantillons de sol à l'aide de la solution d'extraction au KCl 2M est effectué par analyseur automatique par colorimétrie à injection continue (Lachat Instruments, Loveland, CO). Le nitrate est quantitativement réduit en nitrite lors du passage de l'échantillon à l'intérieur d'une colonne de cadmium cuivrée. Le nitrite provenant de la réduction du nitrate et le nitrite originalement présent sont déterminés simultanément par diazotation au sulfanilamide suivie d'un couplage avec du N-(1-naphthyl) ethylenediamine dihydrochloride. La teinture soluble à l'eau résultante a une couleur magenta qui est lue à 520nm.

4.3.5 Échantillonnage de la solution de sol

Un lysimètre à succion a été installé à proximité de chaque sonde de gaz à niveaux multiples dans la parcelle agricole. Il est inséré dans le sol à une profondeur de 35 cm avec un angle de 45° par rapport à la verticale pour éliminer le ruissellement vertical le long des parois du lysimètre (figure 14). Cette profondeur a été déterminée d'après des précédentes études qui démontraient une forte accumulation de N₂O gazeux aux environs de cette profondeur (Burton et Beauchamp, van Bochove *et al.* 1996 ; van Bochove *et al.* 2001). La méthode élaborée permet d'échantillonner la solution d'eau du sol durant la saison hivernale et le début de la fonte printanière.



Figure 14 : Lysimètre chauffant inséré à 45° dans le sol

Le lysimètre (longueur = 67 cm; diamètre = 2 cm) est constitué d'un tube de PVC muni d'une capsule de porcelaine poreuse à son extrémité inférieure. Un bouchon de caoutchouc est fixé à l'extrémité supérieure de laquelle un tube de plastique (longueur = 3,35 m; diamètre = 0,127 cm) est inséré à l'intérieur du lysimètre. Un câble chauffant électrique (Easy Heat Inc., Waterloo, Ontario) est maintenu tout le long du tube et

recouvert d'un manchon isolant en mousse pour tuyaux de plomberie. Le câble chauffant permet de faire fondre la glace qui peut potentiellement obstruer le tube. L'extrémité libre du tube est munie d'une valve « Stopcocks » (BD Luer Locktm, Franklin Lakes, NJ) avec une connexion unidirectionnelle. Les échantillons d'eau sont récoltés dans des tubes ambrés de borosilicate de 42 ml munis d'un bouchon de plastique possédant un septum de caoutchouc de 3,175 mm dont la face intérieure est couverte de téflon.

Les lysimètres doivent être mis sous tension à 50 kPa, à l'aide d'une pompe à vide, au maximum trois jours avant l'échantillonnage. Un volume de 100 µl de HCl 6M est inséré dans chaque tube ambré afin d'inhiber l'activité bactérienne et ainsi conserver l'intégrité de l'échantillon y résidant plusieurs heures (Kampbell *et al.* 1989). Ils doivent être mis sous-vide à environ 30 mbar et ensuite tarés. Lors de l'échantillonnage, une pression de 50 kPa est réinstallée dans le lysimètre et maintenue à l'aide de la valve. Un bouchon à membrane (BD Luer Locktm, Franklin Lakes, NJ) est installé à extrémité de la valve. Une double aiguille (BD Vacutainer Brand[®], Franklin Lakes, NJ, 22 G) est insérée dans le septum de la valve et dans celui du tube ambré. La pression négative présente dans ce dernier crée un appel d'eau et permet le retrait de la solution du lysimètre. Chaque volume d'échantillon est marqué sur le tube à l'aide d'un ruban adhésif et dans un second temps complété par un volume d'eau bi-distillée afin d'éliminer subséquemment toute contamination de l'échantillon prélevé avec l'air. Les échantillons sont conservés au réfrigérateur à 4°C jusqu'à l'analyse des concentrations de N₂O dissous et de nitrate.

4.3.6 Dégazage des échantillons

La procédure d'analyse des concentrations de N₂O dissous dans les échantillons d'eau récoltés à l'aide des lysimètres repose sur la technique dite « de l'espace de tête » ou « headspace » (Kampbell *et al.* 1989).

Afin de procéder au dégazage des échantillons d'eau, il faut introduire un volume de 10 ml de N₂ dans le tube ambré pour générer un volume d'expansion (figure 15). Le tube est inversé et fixé par une pince à trois doigts sur un support. À l'aide d'une seringue de plastique de 10 ml (BD Luer Locktm, Franklin Lakes, NJ) munie d'une

aiguille de 115 mm (BD Luer Lock™, Franklin Lakes, NJ, 23 G), 10 ml de N₂ est injecté par le septum dans le tube ambré. Une double aiguille également introduite dans le septum du tube ambré permet la sortie du volume d'eau, qui est recueilli dans une éprouvette de plastique fixée au support. Lorsque le gaz inerte est introduit et l'eau est recueillie, les deux aiguilles sont enlevées. Le tube est placé dans un bain-marie à 25°C sur un agitateur rotatif pendant une heure et à une vitesse de 250 rpm. Cela a pour but d'équilibrer les gaz entre les deux phases, i.e. le volume d'expansion de N₂ et l'eau de l'échantillon. Par la suite, un volume d'environ 10 ml de gaz provenant du tube est prélevé à l'aide d'une seringue à valve (Unimétrics Corporation, Anaheim, CA) de 100 ml munie d'une aiguille (BD Precision Glide™, Franklin Lakes, NJ, 25G) et introduit dans une fiole de 7,5 ml préalablement mise sous-vide (figure 16). L'échantillon de gaz est analysé pour sa concentration de N₂O au chromatographe à phase gazeuse (GC) selon la méthode décrite à la section 3.3.4. L'eau recueillie dans l'éprouvette est conservée au réfrigérateur pour l'analyse ultérieure des concentrations en nitrates et nitrites.



Figure 15 : Montage pour le dégazage du N₂O soluble par la méthode du « headspace » (espace de tête) ; introduction d'un volume de N₂



Figure 16 : Prélèvement d'un volume de gaz à l'équilibre entre l'eau de l'échantillon et le « headspace » à l'aide d'une seringue à valve

La technique de dégazage des échantillons d'eau du sol permet de calculer la concentration de N₂O dissous dans l'eau du sol à partir des quantités de N₂O sous formes gazeuse et dissoute présentes dans le système fermé que constitue le tube ambré :

$$y = \frac{x + y'}{V_s} \quad (4-13)$$

Où y = Masse total de N₂O dissous dans le système fermé (ug)

y' = Masse de N₂O dissous dans la solution (ug)

V_s = Volume de la solution (ml)

x = Masse de N₂O dans l'atmosphère (ug)

$$x = x_i * F_{v_1} * V_a * F_{v_2} * \frac{M_m}{V_m} * F_m \quad (4-14)$$

Où x_i = concentration de N₂O (nl l⁻¹)

F_{v_1} = Facteur de conversion du volume (l ml⁻¹)

V_a = Volume d'air (ml)

F_{v2} = Facteur de conversion du volume (L nl⁻¹)

M_m = masse molaire (g)

V_m = Volume d'une mole de N₂O (l)

F_m = Facteur de conversion de masse (ug g⁻¹)

$$V_m = \frac{nRT}{P} \quad (4-15)$$

Où V_m = Volume (L)

n = nombre d'Avogadro (mol)

R = 0,08205 (atm L mol⁻¹K⁻¹)

T = Température (K)

P = Pression (atm)

Le premier facteur de conversion du volume (F_{v1}) est de 10⁻⁹ pour convertir les nL en L et le deuxième (F_{v2}) est de 10⁻³ pour transformer les ml en L. La masse molaire du N₂O est de 44.02 g mol⁻¹. Le facteur de conversion de la masse (F_m) est de 10⁶ et convertit les g en ug.

Ces paramètres déterminés, il est possible de les intégrer dans l'équation (4-3), pour ainsi estimer le contenu massique de N₂O dans le sol. Cependant, il faut postuler que le sol est un système quasi-fermé par le couvert de neige et les couches de glace. Les teneurs en eau et en air volumique du sol correspondent respectivement à V_s et V_a pour un volume de sol donné.

4.3.7 Dosage du nitrate dans l'eau

La détermination des ions nitrates des échantillons d'eau provenant des lysimètres a été effectuée par chromatographie ionique à haute performance (Dionex, Dx-300, Sunnyvale, CA). La configuration du système pour ce type de dosage se définit comme suit : une pré-

colonne CG5A IonPac (4 x 50 mm), une colonne CS5A Ion Pac (4 x 250 mm), une température d'opération de 30°C, une boucle d'injection de 10 ul, un débit de 1,5 ml min⁻¹ et un éluant de 35 mM de KCl.

4.4 Résultats

4.4.1 Concentrations calculées de N₂O dissous

Les concentrations de N₂O dissous dans la solution d'eau du sol prélevées par les lysimètres varient de 0,5 à 194,3 ug l⁻¹ et la moyenne est de 13,5 ug l⁻¹.

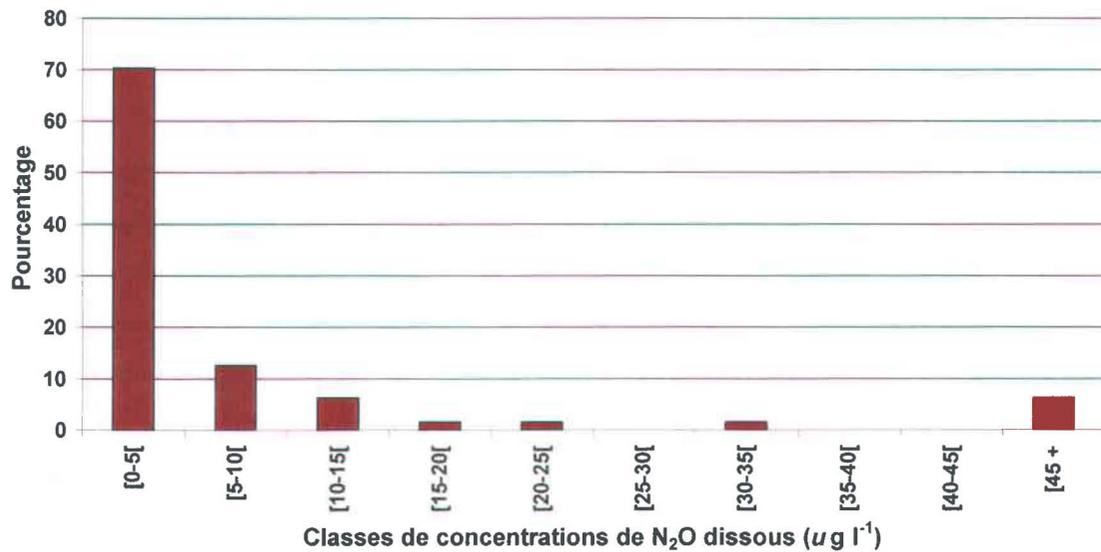


Figure 17 : Distribution de la fréquence des concentrations mesurées de N₂O dissous (ug l⁻¹) dans l'eau récoltée durant l'hiver et la fonte printanière 2002-2003

L'analyse de la distribution de fréquences révèle que 89% des 64 échantillons d'eau ont une concentration de N₂O dissous qui varie entre 0 et 15 ug l⁻¹. De plus, 69% de ces 64 échantillons possèdent une concentration entre 0 et 5 ug l⁻¹, suivit de 15 et 6% pour les concentrations respectivement situées entre 5 à 10 ug l⁻¹ et 10 à 15 ug l⁻¹ (figure 17). Il est également important de noter que 6% des échantillons d'eau ont une concentration de N₂O dissous supérieure à 45 ug l⁻¹.

Les concentrations en nitrate de l'eau du sol ont également été quantifiées, elles varient de 0,3 à 111,7 mg l⁻¹ et possèdent une moyenne de 29,1 mg l⁻¹. Il y avait 10³ fois plus de nitrate que de protoxyde d'azote. Une corrélation effectuée entre la concentration en NO₃ et N₂O dissous n'a révélé aucune relation significative.

Il est intéressant d'observer la distribution des concentrations en N₂O dissous dans les échantillons récoltés pendant l'hiver 2002-2003 (figure 18). Un plus grand nombre d'échantillons ont été récoltés lors de la fonte printanière que pendant tout l'hiver. Les échantillons d'eau du sol ayant les plus fortes concentrations en N₂O dissous concordent également avec la période de fonte. L'absence d'eau dans les lysimètres pendant l'hiver est possiblement induite par la faible teneur en eau du sol à l'automne, avant l'établissement du couvert de neige, et également par l'absence d'apport en eau durant l'hiver. Cela a pour conséquence de réduire la quantité d'eau libre dans le sol.

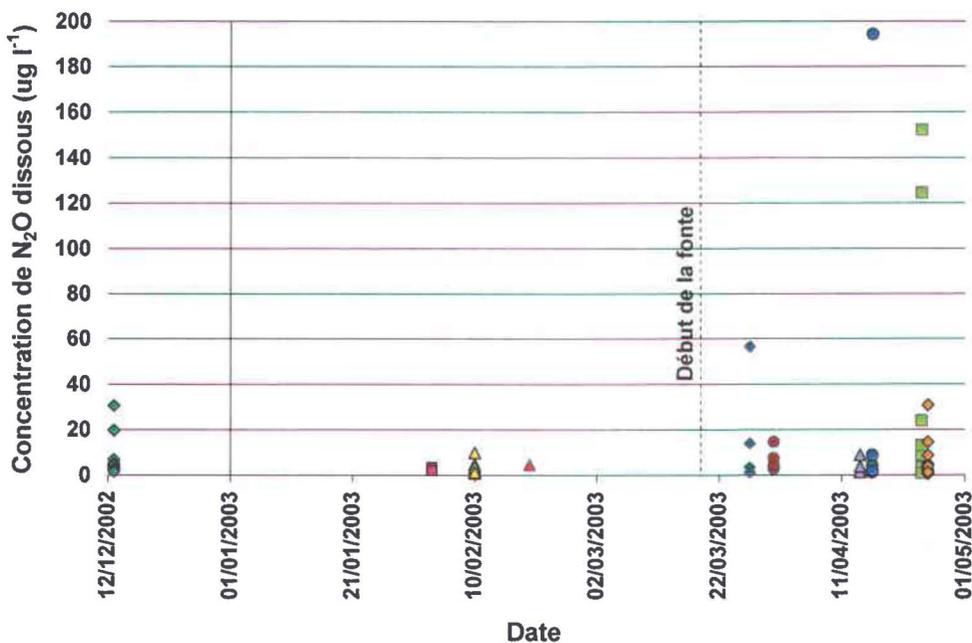


Figure 18 : Distribution dans le temps des concentrations mesurées de N₂O dissous (ug l⁻¹) dans l'eau du sol pendant l'hiver et la fonte printanière 2002-2003

4.4.2 Application de la loi d'Henry

La loi d'Henry a été utilisée afin d'estimer les concentrations de N₂O dissous dans l'eau du sol. Ces estimations sont calculées à partir des concentrations de N₂O mesurées dans l'air du sol, de la teneur en eau volumique du sol et la température du sol. Les concentrations de N₂O dissous varient de 0,4 à 674,1 ug l⁻¹ et la moyenne est de 20,2 ug l⁻¹. Il est intéressant de remarquer que 60% des 82 estimations possèdent une concentration de N₂O dissous entre 0 et 5 ug l⁻¹ (Figure 19).

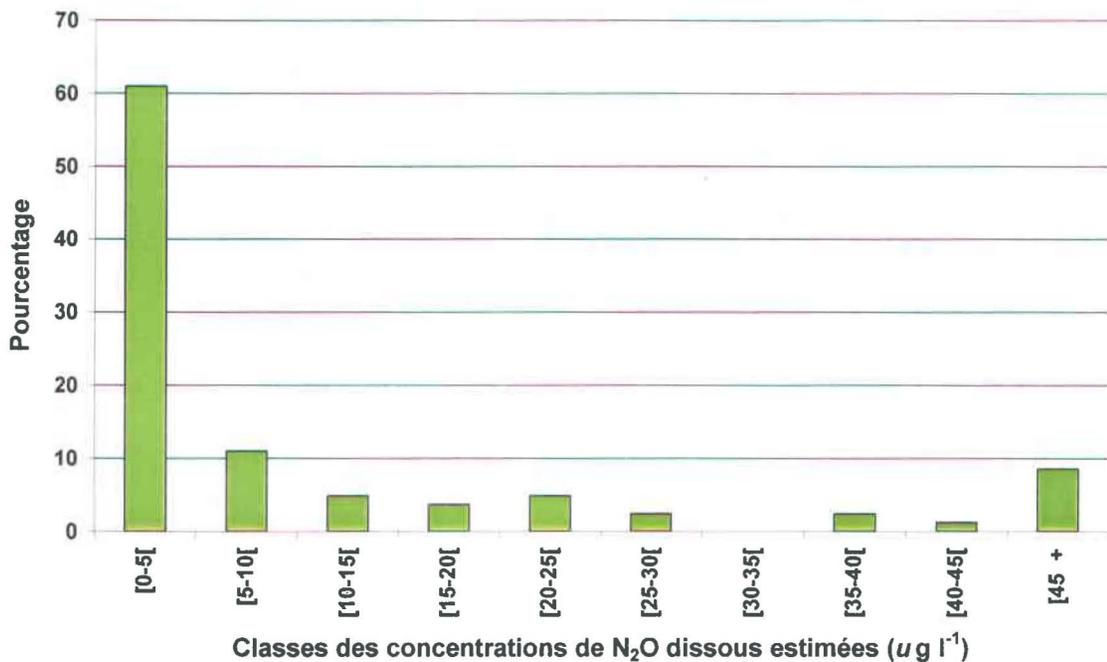


Figure 19 : Distribution de la fréquence des concentrations estimées de N₂O dissous (ug l⁻¹) dans l'eau du sol durant l'hiver et la fonte printanière 2002-2003

La figure 20 présente la distribution des concentrations estimées de N₂O dissous pendant l'hiver et la fonte printanière 2002-2003. Il est important de remarquer que l'hiver est caractérisé par des concentrations inférieures à 5 ug l⁻¹, tandis que les concentrations les plus importantes de N₂O dissous, jusqu'à 674,1 ug l⁻¹, marquent la fonte printanière.

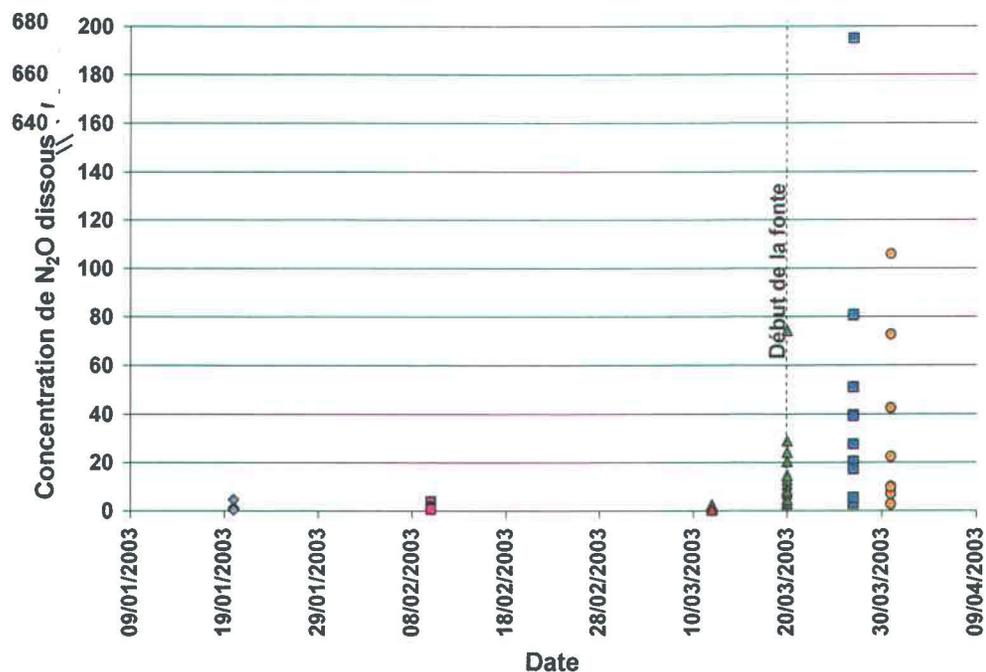


Figure 20 : Distribution dans le temps des concentrations estimées de N₂O dissous (ug l⁻¹) dans l'eau du sol pendant l'hiver et la fonte printanière 2002-2003

Les concentrations estimées de N₂O dissous ont été comparées avec les concentrations de N₂O dissous mesurées dans les échantillons d'eau récoltés avec les lysimètres dans le but de valider l'utilisation de la loi de Henry. La comparaison repose sur 12 échantillons pour lesquels la concentration de N₂O en phase dissoute et gazeuse sont connues ainsi que la température et la teneur en eau volumique du sol. Une corrélation significative, $r^2 = 0,764$ ($\alpha = 0,001$), a été établie entre les concentrations mesurées et celles estimées (figure 21).

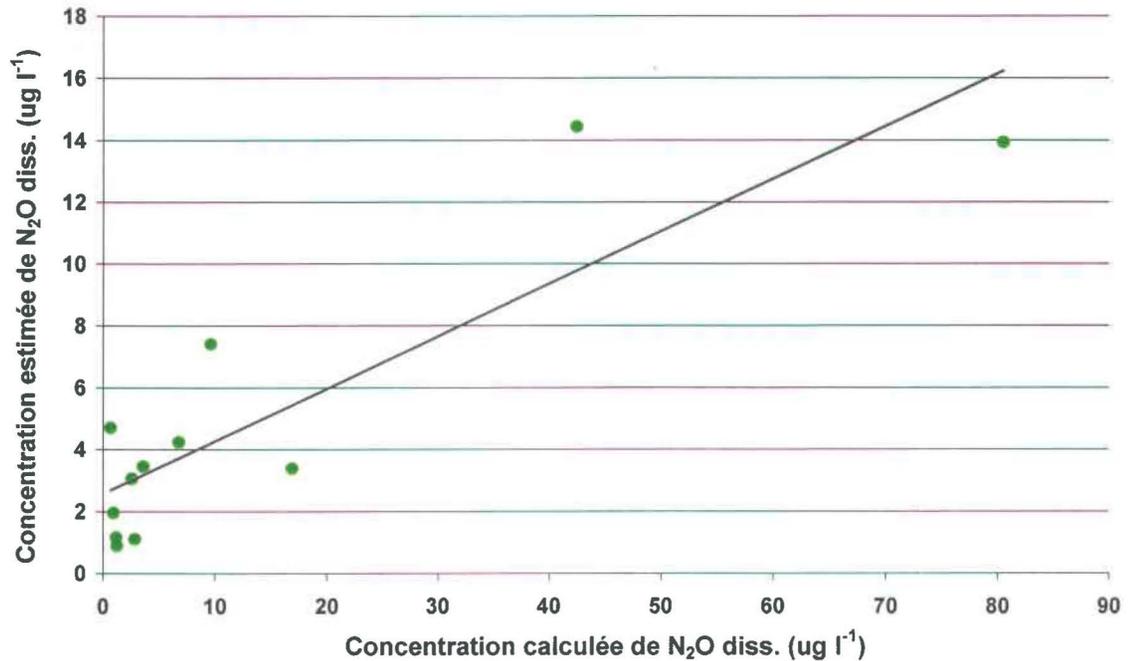


Figure 21 : Corrélation entre les concentrations mesurées de N₂O dissous (ug l⁻¹) dans l'eau du sol échantillonnées par les lysimètres et celles estimées avec la loi de Henry à partir des concentrations dans l'atmosphère du sol

4.5 Contenu massique de N₂O

La loi de Henry peut être appliquée pour estimer les concentrations de N₂O dissous pour les couches de sol, de 0 à 30 cm et de 30 à 40 cm, à partir des concentrations connues de N₂O gazeux. Ainsi, le contenu massique de N₂O peut être établi et extrapolé à l'hectare à partir de la moyenne des concentrations de N₂O dissous et gazeux de chaque couche de sol de la parcelle expérimentale pendant l'hiver et la fonte printanière de 2002-2003. Afin de réaliser cette étape, il faut mentionner qu'une hypothèse d'homogénéité spatiale à l'hectare par rapport à la parcelle agricole étudiée est émise. Les résultats sont illustrés dans le tableau V.

Tableau V : Variation du contenu massique de N₂O par couches de sol pendant l'hiver et la fonte printanière 2002-2003

Dates	Profil de sol de 0 à 30 cm			Profil de sol de 30 à 40 cm		
	N ₂ O dissous (kg ha ⁻¹)	N ₂ O gazeux (kg ha ⁻¹)	Total (kg ha ⁻¹)	N ₂ O dissous (kg ha ⁻¹)	N ₂ O gazeux (kg ha ⁻¹)	Total (kg ha ⁻¹)
20 janv. 03	0,108	0,552	0,660	0,318	0,167	0,484
10 févr. 03	0,154	0,708	0,862	0,457	0,235	0,692
12 mars 03	0,201	0,958	1,159	0,339	0,211	0,550
20 mars 03	5,396	1,115	6,510	4,445	0,366	4,811
27 mars 03	*	*	*	25,180	1,681	26,860
31 mars 03	*	*	*	9,771	0,239	10,011

* Données non disponibles

Il est intéressant de noter que pendant l'hiver, pour la couche de sol allant de 0 à 30 cm, les quantités de N₂O gazeux présentes dans le sol sont plus élevées que celles sous forme dissoute. Toutefois avec l'arrivée de la fonte printanière, on observe que la quantité de N₂O dissous devient beaucoup plus importante que celle dans la phase gazeuse. Il est intéressant de noter que les deux phases démontrent une augmentation progressive de la quantité de N₂O présente dans le sol entre 0 et 30 cm. Ainsi, la quantité totale du N₂O présent dans le sol augmente avec la progression de l'hiver et de la fonte printanière. Il est à mentionner que les données du contenu massique de N₂O sont non disponibles pour la période de fonte massive, du 27 au 31 mars 2003.

Concernant la couche de sol de 30 à 40 cm, il est important d'indiquer que la phase liquide du sol contient toujours une plus grande quantité de N₂O que la phase gazeuse. On observe que les quantités de N₂O gazeux dans le sol sont relativement stables tout au long de l'hiver et de la fonte printanière, à l'exception de la journée du 27 mars 2003 où une augmentation importante est notée. La quantité de N₂O dissous dans cette couche de sol est marquée par une augmentation significative lors de la période de fonte, pour atteindre un maximum le 27 mars avec 25,180 kg de N₂O dissous ha⁻¹. Les quantités totales de N₂O pour la strate de sol allant de 30 à 40 cm démontre une faible variation durant l'hiver et une augmentation lors de la fonte printanière en raison de données manquantes sur la teneur en eau et en air du sol.

4.6 Discussion

4.6.1 Concentrations mesurées de N₂O dissous

Le nombre d'étude permettant de comparer les données obtenues lors de l'expérience est faible. L'une des premières études à considérer que la forte solubilité du N₂O à basse température pouvait être à l'origine de pertes significatives de ce gaz par le drainage de l'eau du sol est celle de Dowdell *et al.* (1979). Ils ont démontré, dans le cadre d'une étude réalisée au Royaume-Uni, que les concentrations de N₂O dans la solution de sol varient d'une année à l'autre (Tableau VI).

Tableau VI : Concentrations de N₂O dans la solution de sol provenant d'un site de Oxforshire au Royaume-Uni

Période d'échantillonnage	Nombre d'échantillons	Concentrations observées (ug N ₂ O l ⁻¹)	
		moyenne	Intervalle
Oct. 1975 - avril 1976	25	7,4	1,8 - 172
Déc. 1976- juil. 1977	18	1708,2	3,1 - 61501
Nov. 1977 - mars 1978	17	571,6	0,6 - 8655

Tableau extrait, traduit et modifié de Dowdell *et al.* (1979)

Les concentrations de N₂O dissous de Dowdell *et al.* (1979) se sont révélées de même ordre que celles observées à Chapais durant l'hiver 2002-2003, néanmoins l'intervalle est plus étendu. Dans les deux études, l'étendu de la variation des concentrations de N₂O dissous dans l'eau du sol est grand et la teneur moyenne des échantillons est faible.

D'autre part, les travaux de Sawamoto *et al.* (2002) démontrent des concentrations variant de 118,8 à 1164 ug N₂O L⁻¹. Cette étude, qui prend place au Japon, présente des résultats pour l'ensemble d'une année, il est donc plus délicat de comparer ces concentrations avec celles de l'hiver et de la fonte printanière au Québec. En effet, ils ont mesuré les plus fortes concentrations de N₂O dissous pendant la saison de croissance alors que notre étude n'a porté que sur l'hiver. L'augmentation de la nitrification et de la dénitrification avec la hausse de température du sol, l'augmentation de la concentration en azote dans le sol fertilisé ainsi que la diminution de la réduction microbologique du

N₂O en N₂ sont probablement à l'origine de ces fortes concentrations en N₂O dissous (Sawamoto *et al.* 2002).

Néanmoins, il est difficile de comparer des études provenant de différentes régions du monde, puisque les contextes agronomique et environnemental diffèrent.

4.6.2 Application de la loi d'Henry

La loi de Henry a été utilisée afin d'estimer les concentrations de N₂O dissous présentes dans l'eau du sol à partir de données de concentration de N₂O dans la phase gazeuse du sol, de la teneur en eau volumique et de la température du sol. La loi d'Henry est valide pour un système fermé contenant les phases liquide et gazeuse. Dans la présente étude, une prémisse est établie afin de répondre à la condition d'application de la loi d'Henry. Elle stipule que le couvert de neige au-dessus du sol restreint grandement les échanges entre le sol et l'atmosphère, et que la diffusion du gaz provenant du sol vers le couvert de neige et l'atmosphère est minime, même négligeable. Cela permet de travailler en présumant un système quasi-fermé. De plus, il est essentiel de connaître les conditions environnementales présentes dans le sol pendant l'hiver et la fonte printanière.

Dans cette étude, il est assumé que la densité apparente et la porosité totale du sol demeurent constantes tout au long de l'expérience, seul le rapport entre les fractions d'air et d'eau change dans le temps selon les conditions environnementales. La porosité totale est habituellement calculée à partir des mesures de densité réelle et de la densité apparente du sol. Une valeur de 2,56 g cm⁻³ a été attribuée par défaut à la densité réelle sur l'ensemble du profil du sol de la parcelle expérimentale. Cette valeur est typique pour un sol minéral (Musy et Soutter 1991). Néanmoins, la majeure partie de l'erreur expérimentale sur le calcul de la porosité du sol provient des mesures de densité apparente. En effet, Blake et Hartage (1986) mentionnent que l'utilisation de la méthode par carottage du sol est inadéquate dans le cas où le sol échantillonné présente des pierres plus souvent qu'occasionnellement. En fait, le sol de la parcelle expérimentale situé à la ferme de Chapais s'est révélé très pierreux sur l'ensemble du profil. La présence de pierre dans la matrice induit une surestimation de la densité du sol, et par conséquent, une sous-estimation de la porosité total du sol (voir équation 4-4). Ces paramètres sont

déterminants dans le calcul de la teneur en eau et en air volumique du sol. Ces derniers sont importants puisqu'ils sont à la base de l'application de la loi d'Henry et influencent directement l'estimation de la concentration de N₂O dissous l'eau du sol.

Le manque de mesures de la teneur en eau et en air du sol pendant l'hiver et la fonte printanière, en raison de la présence du couvert de neige, a nécessité l'établissement de quelques hypothèses de travail afin d'appliquer la loi d'Henry durant ces périodes. La première hypothèse utilisée dans le cadre de cette étude stipule que les valeurs de teneur en eau mesurées à l'automne 2002 sont représentatives des teneurs en eau du sol pendant tout l'hiver 2002-2003 jusqu'au 20 mars. Une seconde hypothèse de travail a été émise pour la période de la fonte printanière. Celle-ci suppose que la totalité des pertes en équivalent en eau du couvert de neige est uniquement induite par le processus de fonte, et non par la pluie. L'eau qui en résulte s'infiltre en totalité en se répartissant uniformément dans les 40 premiers centimètres du sol pour s'y accumuler. Cette prémisse implique également qu'aucun phénomène de redistribution et de sublimation de la neige n'interfère dans le total des pertes en eau du couvert de neige, bien que de nombreuses études aient démontré le contraire (Jones *et al.* 2001 ; Pomeroy *et al.* 1997). En effet, Pomeroy *et al.* (1997) ont trouvé que dans le bas Arctique du nord-ouest canadien, l'accumulation de neige varie de 54 à 419% par rapport aux précipitations de neige en fonction de la végétation et de l'exposition du site. De plus, l'amplitude des pertes induites par la sublimation de la neige dépend de la quantité de neige soufflée, de la vitesse du vent, de la température de l'air, de l'humidité relative et de la radiation solaire (Jones *et al.* 2001). D'autre part, cela implique que l'eau n'est aucunement drainée en profondeur ou latéralement dans le profil du sol. Il est possible que le gel de l'eau de fonte dans le sol induise un retard dans le ruissellement (Jones *et al.* 2001), mais cela n'élimine pas complètement ce dernier. Ces hypothèses établies, il est possible d'estimer la teneur en eau volumique du sol ainsi que celle en air du sol pendant l'hiver et la fonte printanière. Néanmoins, cela induit probablement une surestimation de la teneur en eau volumique du sol et une sous-estimation de la teneur en air du sol, surtout lors de la période de fonte.

En considérant que la porosité totale du sol est sous-estimée ainsi que la quantité d'eau dans le sol en période de fonte est surestimée, l'erreur sur l'estimation des

concentrations totales de N_2O dans le sol en est accrue. Cela peut en partie expliquer la différence entre les concentrations mesurées de N_2O dissous provenant de l'eau des lysimètres à succion et celles estimées avec la loi de Henry.

4.6.3 Contenu massique de N_2O

Aucune étude n'a encore établi les teneurs massiques du N_2O présent dans le sol pendant l'hiver et la fonte printanière. L'originalité de ce travail repose justement sur le calcul de ces teneurs massiques de N_2O pour les deux couches de sol, soit de 0 à 30 cm et de 30 à 40 cm. Une revue de littérature a permis de constater que les phases aqueuse et gazeuse du sol sont constamment traitées indépendamment alors qu'elles devraient être indissociables.

Dowdell *et al.* (1979) ont montré que, pendant les cinq mois d'hiver, environ 1,5 kg de N_2O dissous ha^{-1} est transporté dans l'eau de drain provenant d'un champ riche en azote. Cette valeur est du même ordre de grandeur que les concentrations hivernales de N_2O dissous estimées par la présente étude. Cependant avec l'avenue de la fonte printanière, nos concentrations se révèlent jusqu'à 10 fois plus élevées que la valeur mentionnée. Dans une autre étude, Harris *et al.* (1984) ont estimé des pertes substantielles de 26,8 kg de N_2O dissous ha^{-1} durant les trois mois d'hiver dans l'eau de drain provenant d'un champ de blé fertilisé. Cette valeur avoisine la quantité de N_2O dissous trouvée dans la parcelle expérimentale pendant la fonte printanière, elle est de beaucoup supérieure à celles rencontrées pendant l'hiver. En intégrant les flux de N_2O gazeux obtenus durant l'hiver et de la période de fonte, van Bochove *et al.* (1996) ont évalué à 35,7 kg de N_2O ha^{-1} les pertes totales d'azote induites par les émissions de N_2O . Cette valeur est supérieure au maximum de N_2O gazeux obtenu en période de fonte massive, qui est de 1,7 kg de N_2O ha^{-1} .

Il est évident que le contenu de N_2O est dépendant de l'estimation des conditions de teneur en eau et en air du sol. Par conséquent, il est important de mentionner que les valeurs estimées de N_2O dissous auraient été plus représentatives dans le cas où la réelle teneur en eau du sol aurait été connue tout au long de l'expérimentation. Néanmoins l'estimation du contenu massique obtenu ne semble pas erronée puisque les valeurs de

N₂O dissous et gazeux concordent en ordre de grandeur avec celles d'autres études. Il est certain que conteneur massique extrapolé à l'hectare minimise l'effet de la variabilité spatiale, mais il reste que cela demeure un bon indicateur global pour évaluer l'état du sol et le potentiel des pertes en azote du sol sous la forme N₂O. Les conditions environnementales pouvant varier d'une année à l'autre, en raison d'un automne sec ou pluvieux ou de pluies hivernales abondantes (van Bochove *et al.* 2000a), peuvent également expliquer les différents estimés dans la littérature.

4.7 Approche de modélisation

La multitude de processus impliqués dans l'émission du N₂O, ainsi que la complexité intrinsèque de chacun de ceux-ci rend difficiles la conception d'outil permettant de quantifier les émissions. Cependant, la modélisation est de plus en plus utilisée pour estimer les émissions de gaz à effet de serre. Les modèles CENTURY, DNDC, ExpertN, et la version NASA-Ames du modèle CASA sont parmi les plus courants et les plus performants (Frolking *et al.* 1998). Ils sont constitués d'algorithmes très complexes qui cherchent à représenter les processus en incluant les facteurs susceptibles d'influencer les émissions de N₂O à l'échelle du champ, régionale ou globale (Frolking *et al.* 1998). Toutefois, cette section de chapitre vise à proposer une approche de modélisation par système d'information géographique (SIG) pour évaluer le contenu massique de N₂O dans le sol pendant l'hiver et la fonte printanière. La conception concrète d'un tel modèle dépasserait les objectifs de ce mémoire.

Les SIG permettent de saisir, conserver, transformer, analyser, modéliser, simuler et cartographier les phénomènes et les processus dans l'espace, à l'échelle locale et régionale (Thériault 1996). Il y a très peu de modèles d'émission de N₂O qui reposent sur l'utilisation de SIG. Sozanka *et al.* (2002) ont élaboré un inventaire des émissions de N₂O à l'échelle de la Grande-Bretagne en utilisant un modèle de régression simple à l'intérieur d'un SIG. La résolution de l'échelle du modèle est dépendante de la résolution des données acquises et incorporées à l'intérieur du SIG. Par conséquent, l'évaluation des émissions de N₂O à l'échelle nationale ne reproduit pas la variabilité spatiale mesurée à l'échelle de la parcelle expérimentale.

L'aspect intéressant de la modélisation avec un SIG réside sur l'élaboration de couches primaires correspondant à chacune des caractéristiques déterminantes. Il est important de bien comprendre la fonction d'une couche afin de séparer les différents types de données. L'utilisation de la loi de Henry pour déterminer le contenu massique de N_2O dans le sol nécessite la compilation de nombreuses données ponctuelles mesurées in situ pour plusieurs variables. Ces dernières sont : la concentration de N_2O gazeux, la température, la densité apparente ainsi que la teneur en eau et en air volumique du sol (Annexe A). Toutes ces caractéristiques varient dans l'espace, tant à l'intérieur de la parcelle que dans le profil de sol et influencent directement la quantité de N_2O soluble et gazeux présente dans le sol. Il est intéressant d'obtenir la représentation de la structure spatiale de chacune des ces couches de données ponctuelles. À cette fin, l'interpolation spatiale, qui consiste à estimer des valeurs intermédiaires à partir d'une série de valeurs connues dans un espace déterminé, est utilisée (Longley *et al.* 2001). Deux méthodes d'interpolation sont couramment employées : la méthode des distances inverses et celle du krigeage. La méthode des distances inverses est purement mathématique. Elle consiste en l'estimation d'un point par l'attribution d'une moyenne pondérée des distances respectives de ces voisins, dont les valeurs sont connues (Longley *et al.* 2001). De l'autre côté, le krigeage repose sur des concepts de géostatistiques ainsi que sur la théorie des variables régionalisées (Longley *et al.* 2001). Cette méthode est plus complexe et nécessite une modélisation de la continuité spatiale du phénomène avant d'estimer les parties manquantes (Longley *et al.* 2001). En combinant les différentes couches d'information interpolées selon l'équation (4-13) pour connaître la masse total de N_2O dissous dans le système fermé et en additionnant la masse total de N_2O gazeux calculé pour ce même système, il est possible d'obtenir une représentation de la structure spatiale du contenu massique de N_2O par couche de sol pour une superficie donnée (Annexe A).

Les systèmes d'information géographique permettent de faciliter la spatialisation des variables échantillonnées. Il est important, dans le cadre de la construction d'une base de données d'un SIG, de prendre en considération tous les facteurs déterminants du phénomène à modéliser.

5 CONCLUSION

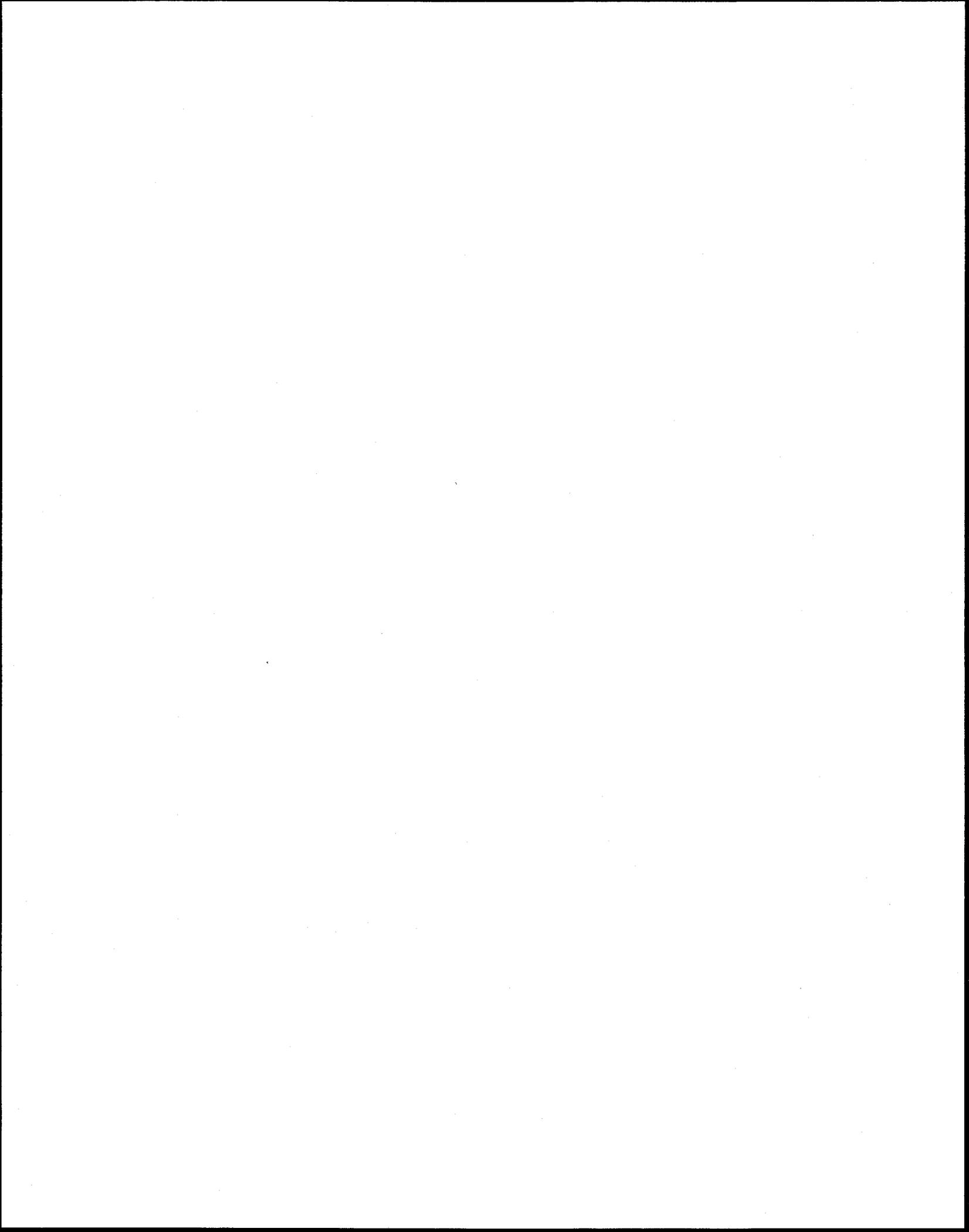
Les mécanismes d'émission de N_2O sont nombreux et ils varient selon les caractéristiques du sol et les conditions environnementales dans le sol. Il a été montré que des quantités importantes de N_2O peuvent être emmagasinées dans l'air du sol, mais également dans l'eau du sol. Ce gaz produit dans les sols agricoles est émis vers l'atmosphère et transporté sous forme dissoute dans les eaux de drainage. Il était donc primordial d'étudier la présence et l'impact de ces deux formes de N_2O tout au long de l'hiver ainsi que la fonte printanière dans une parcelle agricole.

Dans un premier temps, il a été démontré que les conditions de l'interface sol-neige et les différentes structures présentes dans le couvert nival influencent la régulation des échanges entre le sol, la neige et l'atmosphère. Cela a eu pour conséquence d'induire une forte variabilité spatiale et temporelle sur la production et l'émission des gaz dans le profil de sol et de neige. L'échantillonnage des gaz à différentes profondeurs dans le sol et le couvert de neige a permis d'estimer les concentrations et les flux N_2O et de CO_2 tout au long de l'hiver et de la fonte printanière à l'aide de la première loi de diffusion des gaz de Fick. En réponse au premier objectif qui visait à estimer les flux de gaz dans la neige par deux méthodes de mesure de la densité, il s'est avéré que l'évolution des flux de N_2O différaient pendant l'hiver et la fonte printanière selon la méthode utilisée. Néanmoins, il est important de noter que le fort écart-type autour du flux moyen vient minimiser la comparaison de l'utilisation de ces deux méthodes. En effet, la grande variabilité du flux moyen provient des gradients de concentrations calculés à partir des échantillons de gaz prélevés dans la neige à partir des différentes sondes à gaz installées dans la parcelle. Cependant, l'utilisation de la sonde SNOWPOWER a permis de faire un suivi en continu des propriétés du couvert nival durant l'hiver, en comparaison à la méthode manuelle qui était ponctuelle dans le temps. Cette caractéristique est importante lors du calcul du flux. Par conséquent, on considère que les données de SNOWPOWER sont plus précises que celles par carottage manuel, qui sont plus limitées dans le temps. Il serait intéressant donc de suivre les développements de la sonde SNOWPOWER afin de l'utiliser ultérieurement dans un autre suivi des flux de gaz.

Les concentrations de N_2O dissous trouvées dans l'eau du sol lors de cette étude ont illustré que celles-ci peuvent constituer une source importante de N_2O . De plus, il a été démontré qu'il y avait une forte variabilité des concentrations de N_2O dissous dans le temps et dans l'espace. Par la suite, la loi de Henry a été utilisée afin d'estimer les concentrations de N_2O dissous présentes dans l'eau du sol à partir de données sur la concentration de N_2O dans l'air du sol, de la teneur en eau volumique et de la température du sol. Il est présumé que la sous-estimation de la porosité du sol ainsi que la surestimation de la teneur en eau volumique lors de la fonte printanière induisaient une forte surestimation de la teneur en eau du sol, et une erreur importante sur l'estimation des concentrations de N_2O dissous dans le sol. Le second objectif qui visait à estimer le contenu en N_2O par strate de sol a été réalisé par l'application de la loi de Henry, en comparant les concentrations de N_2O dissous réelles et celles estimées. Cela a permis d'établir le contenu massique de N_2O pour deux couches de sol, soit de 0 à 30 cm et de 30 à 40 cm. Cet exercice est pertinent car il renseigne sur le potentiel des pertes en azote du sol sous la forme N_2O . Il a été démontré que, lors de la fonte printanière, de fortes concentrations de N_2O dissous sont présentes dans l'eau du sol pour la couche de sol allant de 30 à 40 cm. Cependant, il serait intéressant de reproduire l'expérience en utilisant une méthode de mesure de la densité de sol qui serait propice à un sol rocheux, ainsi qu'en ayant une sonde qui permettrait d'évaluer la teneur en eau du sol en temps réel. L'utilisation d'une sonde TDR pour mesurer la teneur en eau du sol, lorsque le sol n'est pas gelé, est une intéressante alternative. Ainsi les données de teneur en eau volumique pourraient permettre une meilleure estimation du bilan massique pendant l'hiver et la fonte printanière.

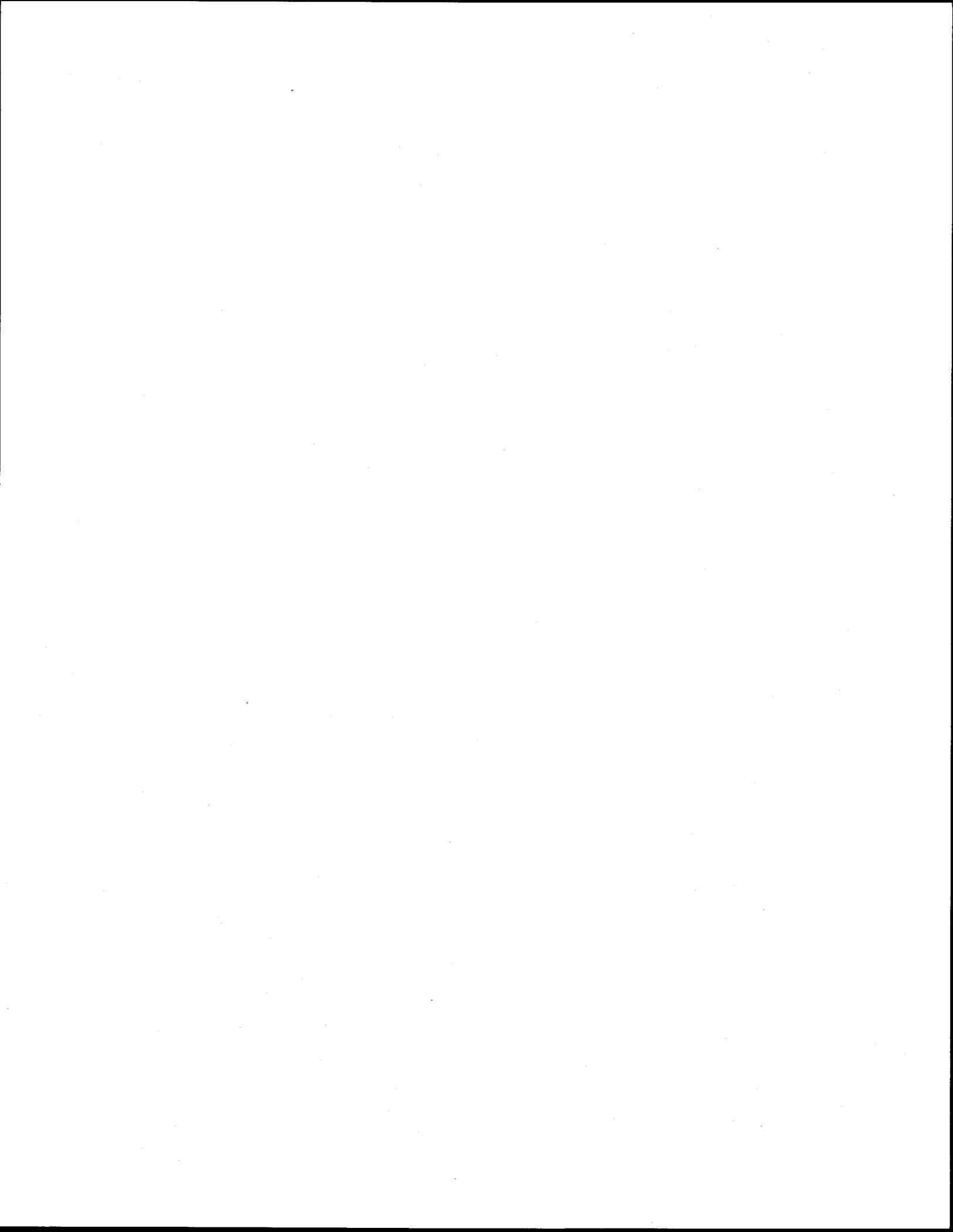
En conclusion, il semble évident que l'eau est le facteur dominant qui contrôle la production, l'émission ainsi que la diffusion du N_2O dans le sol et le couvert de neige. L'eau présente dans le sol doit être considérée comme le point central et un lien important entre les modèles de transport des gaz, les modèles de transport de l'eau et les modèles microbiologiques de N_2O . À toutes fins pratiques, il aurait été intéressant d'utiliser une méthode d'estimation spatiale, tel que krigeage ou le co-krigeage, afin de décrire et prédire la distribution spatiale des différentes variables mesurées et calculées dans cette étude. Cependant, l'application de ces techniques d'interpolation nécessite un minimum

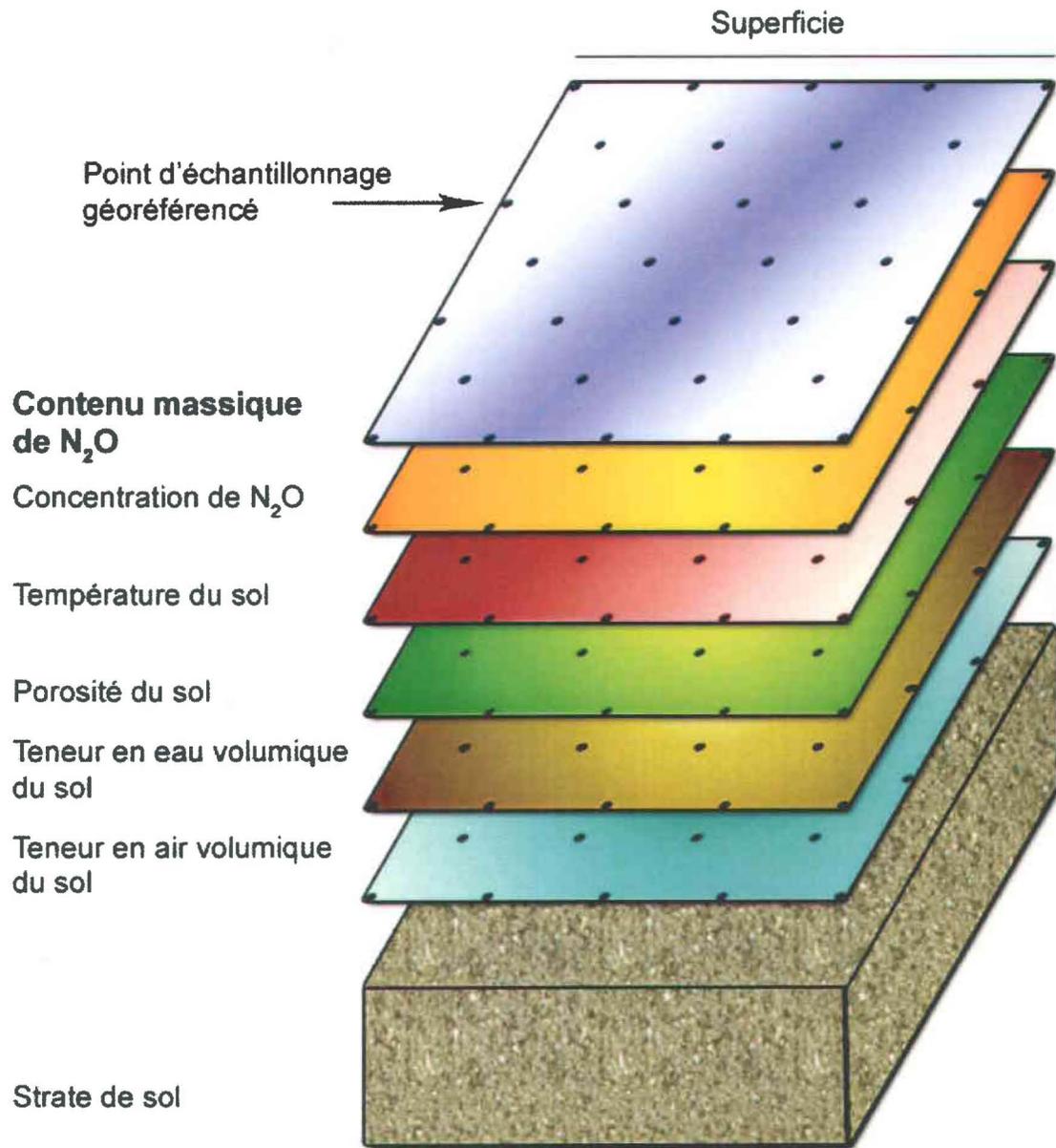
de 30 points échantillonnés, comparativement à un nombre de 18 points dans la présente étude. Finalement, il serait également pertinent d'effectuer l'étude sur plusieurs années afin de mesurer la variabilité interannuelle des teneurs en N₂O dans le sol en raison des conditions environnementales très variables.

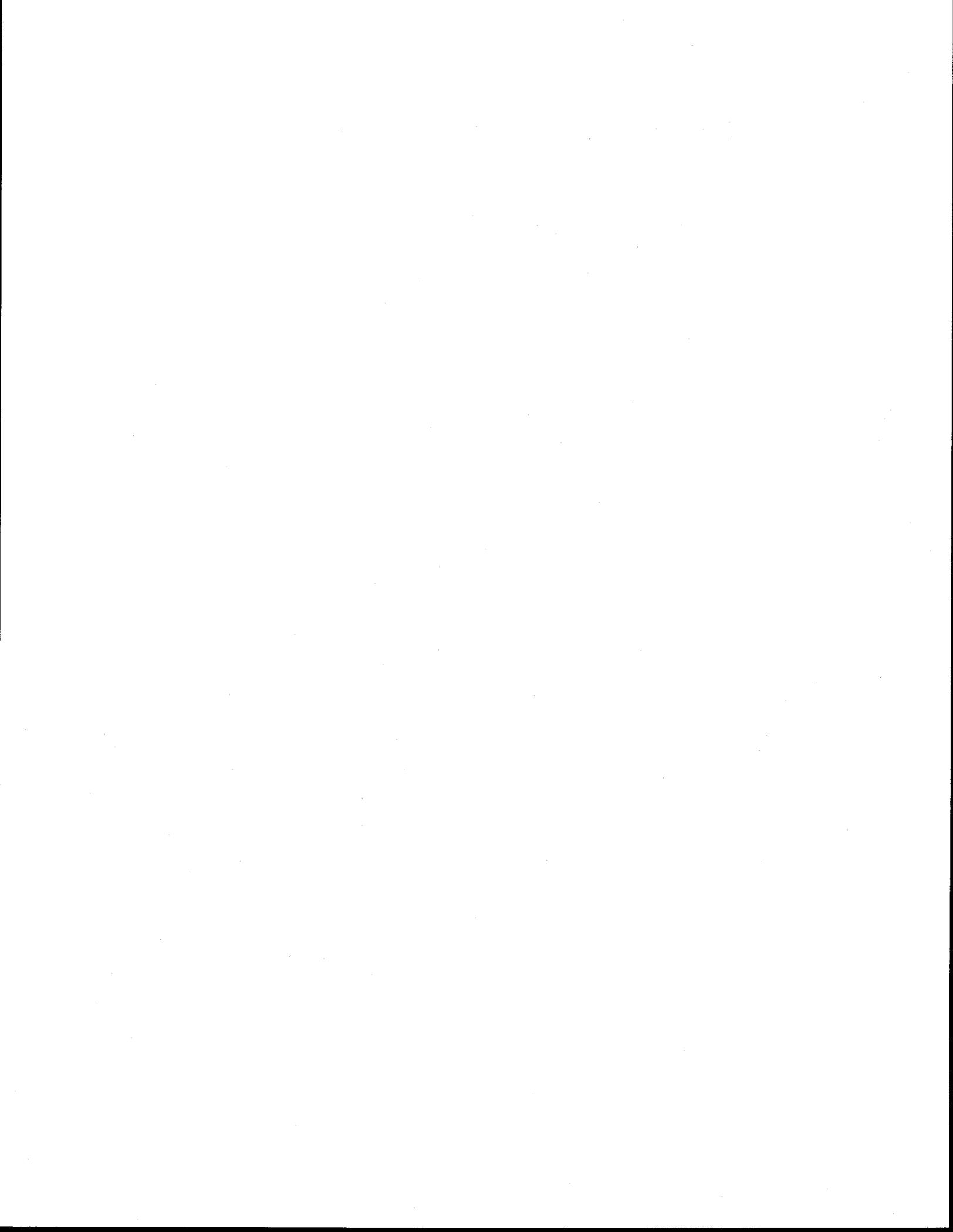


ANNEXE A

Schéma représentant une modélisation avec un SIG de la structure spatiale du contenu
massique de N_2O par couche de sol pour une superficie donnée







RÉFÉRENCES

Beauchamps, E.G. 1997. Nitrous oxide emission from agricultural soils. *Canadian journal of Soil Science*, vol. 77 : 113-123.

Blake, G.R. and Hartage, K.H. 1986. Bulk Density. In: Klute, A. and Dinauer, R.C. (ed.) *Methods of Soil Analysis : Part 1 Physical and Mineralogical Methods*. American Society of Agronomy, Madison, WI, pp. 363-376.

Bouwman, A.F., Van der Hoek, K.W. et Olivier, J.G.J. 1995. Uncertainties in the global source distribution of N₂O. *Journal of Geophysic Ressources*, vol. 100 : 2785-2800.

Brandelik, A. and C. Hübner, G. Doepke and S. Wunderle (1998) Advanced ground truth for snow and glacier sensing, *Proceedings of the IEEE Internat. Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Seattle, Washington, July 6-10.

Bremner, J.M. 1997. Sources of nitrous oxide in soils. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, vol. 49 : 7-16.

Brooks, P.D., Schmidt, S.K. and Williams, M.W. 1997. Winter production of CO₂ and N₂O from alpine tundra: environmental controls and relationship to inter-system C and N fluxes. *Oecologia*, vol. 110 : 403-413.

Burton, D.L. and Beauchamp, E.G. 1994. Profile Nitrous oxide and Carbon Dioxide Concentrations in Soil Subject to Freezing. *Soil Science Society of American Journal*, vol. 58 : 115-122.

Danielson, R. E. and P. L. Sutherland. 1986. Porosity. In: Klute A, Dinauer RC (eds.) *Methods of soil analysis: Part 1. Physical and Mineralogical Methods*. American Society of Agronomy, Madison, WI, pp. 443-460.

Davidson, E.A. and Firestone, M.K. 1988. Measurement of nitrous oxide dissolved in soil solution. *Soil Science Society of American Journal*, vol. 52 : 1201-1203.

Davidson, E.A. and Swank, W.T. 1990. Nitrous Oxide Dissolved in Soil Solution: An Insignificant Pathway of Nitrogen Loss from a Southeastern Hardwood Forest. *Water resources research*, vol. 26 (7) : 1687-1690.

Dorland, S. and Beauchamp, E.G. 1991. Denitrification and ammonification at low soil temperature. *Canadian journal of Soil Science*, vol. 71 : 293-303.

Dowdell, R.J., Burford, J.R. and Crees, R. 1979. Losses of nitrous oxide dissolved in drainage water from agricultural land. *Nature*, 278 : 342-343.

Environnement Canada. 2002.

http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climateData/Canada_f.html

Fazzolari, É., Nicolardot, B. and Germon, J.C. 1998. Simultaneous effects of increasing levels of glucose and oxygen partial pressures on denitrification and dissimilatory nitrate reduction to ammonium in repacked soil cores. *European journal of soil science*, vol. 34(1) : 47-52.

Folorunso, O.A. and Rolston, D.E. 1984. Spatial Variability of Field-Measured Denitrification Gas Fluxes. *Soil Science Society of American Journal*, vol. 48 : 1214-1219.

Fortin, G. 2003. Conceptualisation des processus de formation, d'évolution et de desegregation des couches de glace dans un couvert nival. Thèse de doctorat en sciences de l'eau, INRS-ETE, Québec, 151 p.

Fortin, G., Jones, H.G., Bernier, M. and Schneebeli, M. 2002. Changes in the Structure and Permeability of Artificial Ice Layers Containing Fluorescent Tracer in Cold and Wet Snow Cover. 59th Eastern Snow Conference Proceedings, Stowe, June 5-7 2002, pp. 257-266.

Frolking, S.E., Mosier A.R., Ojima, D.S., Li, C., Parton, W.J., Potter, C.S., Priesack, E., Stenger, R., Haberbosch, C., Dorsch, P., Flessa, H. and Smith, K.A. 1998. Comparison

of N₂O emission from soil at three temperate agricultural sites: simulations of year-round measurements by four models. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 52 : 77-105.

Gagné, G. 1985. Les sols de la ferme expérimentale de Chapais. Comté de Lévis. Direction générale de la recherche, Équipe pédologique Fédérale, Agriculture Canada, Sainte-Foy, Québec, Canada, p. 15.

Gauthier, Y., Bernier, M., Fortin, J.P., Gauthier, R. et Lelièvre, M. 1997. Importance des mesures de terrain dans l'établissement d'algorithmes de suivi du couvert de neige à partir d'images radar. VII^e Journée Scientifique du Réseau de Télédétection de l'AUPELF-UREF, 13-17 octobre 1997, Sainte-Foy, Québec, pp. 37-43.

Gevantman, L.H. 2000. Solubility of selected gases in water. In: D.R. Lide (ed.) *Handbook of Chemistry and Physics*, 81st ed. CRC Press Inc., Florida, pp. 8-86-8-89.

Goodroad, L.L. and Keeney, D.R. 1984. Nitrous oxide emissions from soils during thawing. *Canadian journal of Soil Science*, vol. 64 : 187-194.

Holtan-Hartwig, L., Dorsch, P. and Bakken, L.R. 2002. Low temperature control of soil denitrifying communities: kinetics of N₂O production and reduction. *Soil Biology and biochemistry*, vol. 34 : 1797-1806.

Hübner, C. and Brandelik, A. 2000. Distinguished Problems and Sensors in Soil and snow Aquametry. In : Kupfer, K., Kraszewski, A. and Knoechel, R. (ed.) *Sensor Update Vol 7: R-F and Microwave Sensing of Moist Materials, Food and other Dielectrics*. WILEY-VCH Verlag, Weinheim, Danemark, p. 317.

Isermann, K. 1994. Agriculture's share in the emission of trace gases affecting the climate and some cause-oriented proposals for sufficiently reducing this share. *Environmental Pollution*, vol. 83 : 95-111.

Jones, H.G., Pomeroy, J.W., Davies, T.D., Tranter, M. and Marsh, P. 1999a. CO₂ in Arctic Snow Covers: Landscape Form, In-Pack Gas Concentration Gradients, and the Implications for the Estimation of Gaseous Fluxes. *Hydrological Processes*, vol. 13 : 2977-2989.

Jones, H.G., Pomeroy, J. W., Walker, D.A. and Hoham, R.W. eds. (2001) Snow ecology: An interdisciplinary examination of snow-covered ecosystems. Cambridge University Press, 378 p.

Jones, H.G., van Bochove, E. and Bertrand, N. 1999b. The transmission of soil gases through seasonal snow cover: an experiment to determine the diffusivity of N₂O in snow in situ. Interactions Between the Cryosphere, Climate and Greenhouse Gases; Proceedings of IUGG, Birmingham, July 1999, IASH Publ., no 256, pp.237-244.

Kampbell, D.H., Wilson, J.T. and Vandegrift, S.A. 1989. Dissolved oxygen and methane in water by GC headspace equilibration technique. International Journal of Environmental Analytical Chemistry, vol. 36 : 249-257.

Laughlin, R.J. and Stevens, R.J. 2002. Evidence for fungal Dominance of Denitrification and Codenitrification in a Grassland Soil. Soil Science Society of American Journal, vol. 66 : 1540-1548.

Linn, D.M. and Doran, J.W. 1984. Effect of Water-Filled Pore Space on Carbon Dioxide and Nitrous Oxide Production in Tilled and Nontilled Soils. Soil Science Society of American Journal, vol. 48 : 1267-1272.

Longley, P.A., Goodchild, M.F., Maguire, D.J. et Rhind, D.W. 2001. Geographic Information System and Science. Wiley, New York, 454 p.

Martin, D., M. Bernier, J.L. Sasseville et R. Charbonneau (1999). Évaluation financière de l'intégration de technologies satellitaires pour le suivi du couvert nival, au sein d'une entreprise hydroélectrique. International Journal of Remote Sensing, 20 (10) : 2033-2048.

Maynard, D.G. and Kalra, Y.P. 1993. Soil sampling and Methods of analysis. Chapter 4 : Nitrate and Exchangeable Ammonium Nitrogen. M.R. Carter Ed., Canadian Society of Soil Science, pp. 25-27.

Microsoft Corporation © 2003. Microsoft MapPoint North America 2004.

- Moraghan, J.T. and Buresh, R. (1977). Chemical Reduction of Nitrite and Nitous Oxide by Ferrous Iron. *Soil Science Society of America Journal*, 41 : 47-50.
- Mosier, A., Kroeze, C., Nevison, C., Oenema, O., Seitzinger, S. and van Cleemput, O. 1998. Closing the global N₂O budget: nitrous oxide emissions through the agricultural nitrogen cycle. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, vol. 52 : 225-248.
- Muller, C., Martin, M., Stevens, R.J. Laughlin, R.J., Kammann, C., Ottow, J.C.G. and Jager, H.-J. 2002. Processes leading to N₂O emissions in grassland soil during freezing and thawing. *Soil Biology and biochemistry*, vol. 34 : 1325-1331.
- Musy, A. et Soutter M. 1991. *Physique du sol*. Ed. Presses polytechniques et universitaires romandes, 335 p.
- Nevison, C. 1999. Indirect Nitrous Oxide emissions from agriculture. In: Background Paper for IPCC Expert Group Meeting on Good Practice in Inventory Preparation – Agricultural Sources of Methane and Nitrous Oxide. IPCC, Wageningen, Netherlands.
- Niang, M. Bernier M., Gauthier, Y. Fortin, G., van Bochove, E., Stacheder, M., Brandelik, A. 2003. On the validation of snow densities derived from SNOWPOWER probes in a temperate snow cover in Eastern Canada: first results. *Proceedings of the 60th Eastern snow conference*, June 2003, Sherbrooke, pp. 175-187.
- Nommik, N. 1956 Investigations on denitrification in soil. *Acta Agriculturae Scandinavica*, vol 6 : 195-228.
- Nyborg, M., Laidlaw, J.W., Solberg, E.D. and Malhi, S.S. 1997. Denitrification and nitrous oxide emissions from a Black Chernozemic soil during spring thaw in Alberta. *Canadian Journal of Soil Science*, vol. 77 : 153-160.
- Parkin, T.B. 1987. Soil Microsites as a Source of Denitrification Variability. *Soil Science Society of American journal*, vol. 51 : 1194-1199.

Pelletier, F., Prévost, D., Laliberté, G. and van Bochove, E. 1999. Seasonal response of denitrifiers to temperature in Quebec cropped soil. *Canadian journal of Soil Science*, vol. 79 : 551-556.

Persoons, E. et Biielders, C. 2003. Drainage Agricole 1ère partie : Fonctions du drainage. Département of Environmental Sciences and Land Use Planning – UCL.

www.geru.ucl.ac.be/enseignement/documents/geru2160/cours/notes/drainage-1%E8re%20partie-2003.ppt

Pomeroy, J.W., Marsh, P. and Gray, D.M. 1997. Application of a distributed blowing snow model to the Arctic. *Hydrological Processes*, vol. 11 : 1451-1464.

Reay, D.S., Smith, K.A. and Edwards, A.C. 2003. Nitrous oxide emission from agricultural drainage waters. *Global Change Biology*, vol. 9 : 195-203.

Ridders, M. 1995. Dielectric Constant. Department of geography and Institute of Arctic and Alpine Research. University of Colorado.

http://snobear.colorado.edu/Markw/SnowHydro/dielectric_const.html

Ronen, D., Magaritz, M. and Almon, E. 1988. Contaminated aquifers are a forgotten component of the global N₂O budget. *Nature*, vol. 335 : 57-59.

Sawamoto, T, Kanaka, K., Ronggui, H.U. and Hatano, R. 2002. Dissolved N₂O, CH₄ and CO₂ emission from underdrainage in a structured clay soil cultivated with onion in Central Hokkaido, Japan. *Proceeding of the 17th World Congress of Soil Science*. Bangkok, Thailand 14-21 august, vol. 1 (308) : 1-10.

Seech, A.G. and Beauchamp, E.G. 1988. Denitrification in Soil Aggregates of Different Sizes. *Soil Science Society of American Journal*, vol. 52 : 1616-1621.

Shoun, H., Kim, D.-h., Uchiyama, H. and Sugiyama, J. 1992. Denitrification by fungi. *FEMS Microbiology Letters*, vol. 94 : 277-282.

- Sommerfeld, R.A., Mosier, A.R. and Musselman, R.C. 1993. CO₂, CH₄ and N₂O flux through a Wyoming snowpack and implications for global budgets. *Nature*, vol. 361 : 140-142.
- Sozanska, M., Skiba, U. and Metcalfe, S. 2002. Developing an inventory of N₂O emission from British soils. *Atmospheric Environment* vol. 36 : 987-998.
- Stevens, R.J. and Laughlin, R.J. 1998. Measurement of nitrous oxide and di-nitrogen emissions from agricultural soils. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, vol. 52.: 131-139.
- Tanimoto, T., Hatano, K.-i., Kim, D.-h., Uchiyama, H. and Shoun, H. 1992. Co-denitrification by the denitrifying system of the fungus *Fusarium oxysporum*. *FEMS Microbiology Letters*, vol. 93 : 177-180.
- Tiedje J.M. 1994. Denitrifiers, *Methods of Soil Analysis: II. Microbiological and Biochemical Properties*, Weaver R.W., Angle J.S., Bottomley P.S. Soil Science Society of America, Madison, pp. 245-267.
- Thériault, M. 1996. *Système d'information géographique. Concepts fondamentaux.* Département de géographie, Université Laval, Notes et documents de cours No. 12.
- van Bochove, E., Bertrand, N. and Caron, J. 1998. In Situ Estimation of the Gaseous Nitrous Oxide Diffusion Coefficient in a Sandy Loam Soil. *Soil Science Society of America Journal*, vol. 62 (5) : 1178-1184.
- van Bochove, E. and Jones, H.G. 1999. The influence of winter and spring thaw on N₂O emissions from soils. In *reducing Nitrous Oxide Emissions from Agroecosystems*, Proceedings of the International N₂O Workshop, Banff, March 1999, pp. 155-161.
- van Bochove, E., Jones, H.G., Bertrand, N. and Prévost, D. 2000a. Winter fluxes of greenhouse gases from snow-covered agricultural soil: Intra-annual and interannual variations. *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 14 (1) : 113-125.

van Bochove, E., Jones, H.G., Pelletier, F. and Prévost, D. 1996. Emission of N₂O from agricultural soil under snow cover: a significant part of N budget. *Hydrological Processes*, vol. 10 : 1545-1549.

van Bochove, E., Prévost, D. and Pelletier, F. 2000b. Effects of Freeze-Thaw and Soil Structure on Nitrous Oxide Produced in Clay Soil. *Soil Science Society of American Journal*, vol. 64 (5) : 1638-1643.

van Bochove, E., Thériault, G., Rochette, P., Jones, H.G. and Pomeroy, J.W. 2001. Thick ice layers in snow and frozen soil affecting gas emissions from agricultural soils during winter. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, vol. 106 (D19) : 23,061-23,071.

Yin, S.X., Chen, D., Chen, L.M. and Edis, R. 2002. Dissimilatory nitrate reduction to ammonium and responsible microorganisms in two Chinese and Australian paddy soils. *Soil Biology and Biochemistry*, vol. 34 : 1131-1137.

Zhou, Z., Takaya, N., Antonina, M., Sakairi, S. and Shoun, H. 2001. Oxygen requirement for denitrification by the fungus *Fusarium oxysporum*. *Archives of Microbiology*, vol. 175 : 19-25.