



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>

Institut National Polytechnique de Lorraine
Ecole Nationale Supérieure d'Agronomie et des Industries Alimentaires

Thèse

Présentée en vue d'obtenir le titre de Docteur de l'INPL

Spécialité Sciences Agronomiques

Par

Sophie MAILLANT

**Conséquences d'un refroidissement climatique sur le
comportement de radionucléides dans les sols du Barrois**

soutenue publiquement le 6 juillet devant la commission d'examen :

Georges Shaw, Professeur, Université de Nottingham, Royaume-Uni	Rapporteur
Guillaume Echevarria, Maître de Conférences, ENSAIA/INPL, Nancy	Co-directeur de thèse
Michel Gury, Maître de Conférences, Docteur d'état, UHP, Nancy	Invité
Michel Kaemerer, Maître de Conférences, Docteur d'état, ENSAT, Toulouse	Rapporteur
Elisabeth Leclerc-Cessac, Ingénieur, Andra, Châtenay-Malabry	Examineur
Jean Louis Morel, Professeur, ENSAIA/INPL, Nancy	Directeur de thèse
Brigitte van Vliet-Lanoë, Professeur, USTL, Lille	Examineur

*A tous mes pères,
Et à Matthieu qui...*

Un grand merci :

Aux rapporteurs et aux membres du jury qui ont accepté de lire ma thèse et d'évaluer mon travail,
A J.L. Morel, mon directeur de thèse, de m'avoir proposé un sujet hors des sentiers battus et de m'avoir accueillie dans son laboratoire,
A G. Echevarria qui a mis ma thèse en musique,
A E. Leclerc-Cessac, dont j'ai apprécié l'encadrement, le soutien et la confiance,
A l'ensemble de mes encadrants, d'avoir gardé le cap, tout en me laissant une grande part d'autonomie,
A M. et S. Sheppard, qui m'ont accueillie au Canada et m'ont fait bénéficier de leur expérience,
A B. van Vliet-Lanoë, qui m'a transmis son savoir sur les régions froides du globe,
A l'Andra, pour avoir financé ce travail,

A Denis, à qui je dois de ne pas avoir fait partie des thésards SDF et qui a égayé ma thèse de mille fleurs aux noms étranges,
A Michel G., qui a pris le train en cours de route et n'a pas raté la marche, pour sa patience et ses idées claires,
A Louis qui m'a initiée aux joies de la tarière et de la taxonomie,
A Geneviève, qui n'a pas manqué de répondre à toutes mes questions,
A Alain et Olivier pour leur aplomb d'informaticiens,
Au personnel du LSE,
Aux thésards, passés et présents du LSE, qui ont supporté mes sautes d'humeur au jour le jour, avec une mention spéciale pour les 3S et pour Xavier et Alena,
Aux autres thésards, ceux du « dessous », « d'à côté », et « d'ailleurs »,
A Sophie P. dans ses débuts de cartographe,

Aux chercheurs de tous horizons qui m'ont ouvert leur porte,
Aux chercheurs et ingénieurs du groupement de laboratoire biogéoprospective qui m'ont ouvert à d'autres thématiques,
A toutes les personnes rencontrées en dehors du boulot, et qui ont rendu ces 4 années plaisantes : Brigitte (hélas), Sihem et Nadia, les choristes de Non Nobis, les Christine's, Adela, Sharon,
A ceux qui ont respecté mon indépendance, ceux qui sont restés discrets et peu curieux, ceux qui ne se sont pas « inquiétés »,
A mes parents, mon oncle et ma marraine qui ont été patients pendant quatre ans,
A tous ceux qui ont relu mon manuscrit, vérifié la place des virgules et discuté de son contenu,
A tous ceux qui viendront égayer mon pot de thèse,
A ceux que je n'ai pas cités ici, mais que je n'oublie pas,

Merci à toutes ces personnes, qui ont chacune contribué à construire l'édifice.

SOMMAIRE

Introduction	12
---------------------	-----------

Première partie

Synthèse bibliographique : Evolution des sols selon le climat et Comportement du technétium et de l'iode dans les sols	18
---	-----------

I. Relation entre les sols et le climat à l'échelle mondiale	19
---	-----------

A. Taxonomies utilisées	19
B. Répartition des processus pédologiques selon les grands ensembles climatiques	20
C. Effets des facteurs stationnels : roche-mère, topographie	21
D. Modélisation de la pédogenèse	23

II. Sols des biomes froids actuels	23
---	-----------

A. Généralités sur la steppe froide, la toundra et la forêt boréale	24
B. Principaux sols en toundra, steppe froide et forêt boréale	25
C. Processus et mécanismes liés au gel dans les sols des biomes froids	27
1. Pergélisol	27
2. Couche active	28
3. Effets de la neige et du matelas organique	29
4. Eau de dégel	29
5. Glace de ségrégation	30
6. Cryoturbation	30
7. Phénomènes mécaniques	31
D. Facteurs de variation locale des sols	31
1. Facteurs pédologiques stationnels sur les versants	32
2. Effets du feu	32
E. Agriculture dans les biomes froids actuels	33
1. Toundra	34
2. Zone steppique	34
3. Zone boréale	34

III. Sols des régions calcaires en contexte climatique froid	35
---	-----------

A. Basses montagnes sous climat tempéré continental	35
---	----

B. Montagnes sub-arctiques	36
C. Plateau continental froid	37
D. Montagnes de moyenne latitude : étage montagnard humide et étage subalpin	38
1. Etage montagnard humide	38
a. Alpes françaises	38
b. Tatras (Pologne)	39
2. Etage alpin	39
a. Col du Galibier	39
b. Désert de Platé	40
E. Bilan des processus pédologiques en climat froid, sur roche-mère calcaire	41
IV. Propriétés chimiques de la matière organique des sols	42
A. Caractéristiques des fractions chimiques de la matière organique	42
B. Rôle des organismes dans la dynamique de la matière organique dans les biomes froids	43
C. Cas des tourbes	44
D. Dynamique de la matière organique selon les processus pédologiques	44
V. Caractéristiques du technétium et de l'iode et leur comportement dans le système sol-plante	46
A. Technétium	46
1. Propriétés générales et sources	46
2. Comportement du technétium dans les sols	47
a. Rôle du potentiel d'oxydo-réduction sur la rétention du technétium dans le sol	47
b. Réduction du technétium par les microorganismes	48
c. Autres paramètres influençant le comportement du technétium	49
3. Transfert du technétium dans les végétaux terrestres	49
a. Prélèvement par les végétaux	49
b. Localisation et spéciation du technétium dans les végétaux	50
B. Iode	50
1. Propriétés générales et sources	50
2. Teneur en iode des sols	51
3. Comportement de l'iode dans les sols	51
a. Adsorption de l'iode	51
b. Réactions abiotiques	52
c. Rôle des microorganismes	53
4. Transfert de l'iode dans les végétaux	53
a. Prélèvement par les végétaux	53
b. Localisation et spéciation de l'iode dans les végétaux	54
Conclusion	54

Deuxième partie

Evolution des sols d'une toposéquence typique du plateau du Barrois en conditions périglaciaires _____ 57

I. Description de la zone d'étude : climat, géologie et végétation _____ 59

A. Climat actuel : période interglaciaire _____ 59

B. Géologie _____ 60

C. Géomorphologie – Occupation du sol _____ 62

II. Méthodologie : état actuel des sols et étude de sols analogues _____ 63

A. Cartographie de la couverture pédologique actuelle _____ 64

1. Délimitation de la région de référence _____ 64

2. Cartographie et analyses _____ 64

B. Définition et méthode de prospection des régions analogues _____ 64

1. Modélisation de l'évolution future du climat _____ 64

2. Caractéristiques des biomes froids périglaciaires _____ 65

3. Définitions des analogues _____ 66

4. Critères de sélection des régions analogues _____ 66

5. Méthode d'échantillonnage _____ 67

a. Prospection des régions analogues _____ 67

b. Localisation et climat des régions sélectionnées _____ 68

c. Echantillonnage des sols _____ 72

C. Description des sols _____ 73

D. Analyses _____ 74

1. Analyses physico-chimiques _____ 74

2. Analyses minéralogiques _____ 75

3. Analyses de la matière organique _____ 75

a. Fractionnements granulométrique et chimique _____ 75

b. Détermination des groupements fonctionnels de la matière organique _____ 76

III. Résultats : état actuel des sols et étude de sols analogues _____ 77

A. Sols actuels du secteur de référence _____ 77

1. Typologie des sols du plateau du Barrois _____ 77

2. Minéralogie _____ 82

a. Minéralogie des sols sur matériau parental calcaire _____ 82

b. Minéralogie du sol brun faiblement lessivé acide (unité 3) _____ 83

c. Bilan _____ 85

3. Matière organique _____ 85

B. Sols des régions analogues	86
1. Régions analogues identifiées	86
a. En France	86
b. En Eurasie (hors France)	87
c. En Amérique du Nord (Canada)	87
2. Sols analogues échantillonnés	88
a. En France	89
b. Au Canada	94
C. Matière organique des sols analogues	102
1. Teneur en carbone organique	102
2. Répartition du carbone dans les fractions chimiques de la matière organique	103
a. Distribution de la matière organique humifiée en acides fulviques, humiques et en humine	104
b. Composition élémentaire des acides humiques	106
c. Bilan sur le fractionnement chimique de la matière organique	109
2. Spectroscopie	110
a. Spectroscopie infra-rouge	110
b. Résonance magnétique nucléaire	112
D. Relations entre les caractéristiques des sols et le climat	115
1. Bilan climatique des régions prospectées	115
2. Relations climat-sol à l'échelle de la toposéquence et des processus pédologiques	117
3. Relations climat-sol au niveau des caractéristiques physico-chimiques de l'horizon de surface	118
a. Caractéristiques des sols	119
b. Relations entre les caractéristiques des sols, les précipitations et la température	120
IV. Discussion : évolution des sols de la région de référence en conditions périglaciaires	122
A. Evolution du contexte paysager du plateau du Barrois	122
1. Matériaux géologiques de surface, géomorphologie	122
2. Pergélisol	123
3. Réseau hydrographique	123
B. Transposition des résultats de l'étude des analogues	123
C. Evolution des sols dans un paysage de steppe-toundra	124
D. Evolution des sols dans un paysage de forêt boréale	127
E. Bilan sur l'évolution possible des sols	129
F. Conséquences sur l'évolution des caractéristiques physico-chimiques des sols	133
Conclusion	134

Troisième partie

Etude de la rétention du technétium et de l'iode dans des sols de régions froides, en conditions contrôlées _____ **136**

I. Etude de la rétention du technétium et de l'iode en conditions contrôlées : matériel et méthodes

	137
A. Matériel et méthode _____	137
1. Rétention du technétium _____	137
a. Principe _____	137
b. Réalisation _____	138
2. Rétention de l'iode. _____	139
a. Principe _____	139
b. Réalisation _____	140
B. Résultats _____	141
1. Rétention du technétium _____	141
a. Coefficient de distribution _____	141
b. Potentiel rédox et pH _____	143
2. Rétention de l'iode _____	144
a. L'activité microbienne au cours des incubations _____	144
b. Limites analytiques _____	146
c. Adsorption de l'iode _____	146
C. Discussion _____	148
1. Rétention du Tc _____	148
2. Rétention de l'iode _____	150
D. Conclusion _____	152

II. Prévision du comportement du technétium et de l'iode dans les sols de la région de référence en conditions périglaciaires _____ **153**

A. Evolution des facteurs influençant le comportement des radionucléides dans les sols _____	153
1. Dynamique de l'eau _____	153
2. Matière organique _____	154
B. Comportement du technétium et de l'iode dans les sols en conditions périglaciaires _____	155
1. Technétium _____	155
a. En steppe-toundra _____	155
b. Biome forêt boréale _____	158
2. Iode _____	158
a. Steppe - toundra _____	158

b. Forêt boréale	161
Conclusion	161

Quatrième partie

<i>Etude in situ d'une contamination en iode d'une tourbière</i>	163
---	------------

I. Description du site expérimental	164
--	------------

II. Méthode	166
--------------------	------------

A. Migration de l'iode dans l'eau de la nappe	166
B. Adsorption de l'iode sur la tourbe	167
C. Prélèvement de l'iode par la végétation	167
D. Relations entre la structure chimique de la tourbe et la rétention de l'iode	168
1. Extraction des AH et répartition du carbone dans les fractions granulométriques	169
2. Résonance magnétique nucléaire sur échantillon solide	169
3. Spectroscopie infra-rouge	169
4. Microscopie électronique et microanalyse X	170

III. Résultats	171
-----------------------	------------

A. Migration de l'iode dans l'eau de la nappe	171
1. Etat de la contamination en 2002	171
2. Evolution temporelle de la contamination	173
B. Adsorption de l'iode sur la tourbe	174
1. K_d en 2002	174
2. Evolution temporelle de l'adsorption de l'iode sur la tourbe	175
C. Prélèvement de l'iode par la végétation	177
D. Relations entre la structure chimique de la tourbe et la rétention de l'iode	178
1. Extraction des AH et répartition du carbone dans les fractions granulométriques et chimiques	178
2. Résonance magnétique nucléaire	179
3. Spectroscopie infra-rouge	180
4. Microscopie électronique et microanalyse X	182
a. Observations en microscopie de l'ultrastructure de la tourbe	183
b. Détection de I dans l'ultrastructure de la tourbe	185

IV. Discussion	186
-----------------------	------------

A. Discussion des résultats	186
1. Migration et adsorption de l'iode dans la tourbière	186
2. Effet des transformations chimiques et biochimiques sur la variation des K_d	187

a. Le potentiel rédox _____	188
b. L'activité microbienne _____	189
c. Structure chimique de la tourbe _____	189
d. Incorporation de MO fraîche dans la tourbe _____	191
B. Analyse critique du dispositif _____	191
1. Echantillonnage _____	191
2. Volatilisation _____	192
3. Spéciation de l'iode en solution _____	192
4. Méthodes d'étude de la structure de la tourbe _____	192
C. Perspectives _____	193
Conclusion _____	194
 <i>Conclusion générale</i> _____	 195
 <i>Références bibliographiques</i> _____	 201
 <i>Table des figures</i> _____	 212
<i>Table des tableaux</i> _____	214
<i>Table des abréviations</i> _____	216
 <i>Annexes</i> _____	 218

Résumé

Dans le cadre de l'étude de sûreté du stockage en couche profonde de déchets radioactifs à vie longue menée par l'Andra, il est nécessaire de prévoir le comportement des polluants dans les sols qui seront présents dans plusieurs dizaines de milliers d'années, en réponse aux changements climatiques. Une méthode de pédologie prospective est proposée pour répondre à cette problématique et est appliquée au cas particulier d'une région de plateau calcaire, le Barrois, pour un refroidissement climatique entraînant une glaciation et pour des radionucléides supposés mobiles (iode (I) et technétium (Tc)). Cette méthode repose sur l'étude de sols analogues qui proviennent de régions similaires à la région de référence, en termes géologiques et topographiques mais dont le climat actuel pourrait correspondre au climat périglaciaire futur de la région de référence. Deux biomes principaux de climats froids et secs, steppe-toundra et forêt boréale, ont été choisis, complétés par un biome froid et humide (étage montagnard) afin de couvrir une large gamme de refroidissements climatiques. Les sols analogues ont été prélevés en forêt boréale, en steppe froide et à l'étage montagnard sur des roches-mères calcaires. Des scénarios d'évolution ont été proposés et des cartes représentant ces scénarios d'évolution ont été éditées pour chaque biome. Compte tenu de son importance en tant que produit de la pédogenèse et facteur de rétention de certains éléments, le compartiment matière organique (MO) a été pris comme indicateur de l'impact du climat sur les sols. La rétention de I et de Tc dans les sols analogues a été caractérisée à partir d'incubations de terres à la capacité au champ. Enfin, le suivi de l'évolution *in situ* de la rétention de l'iode stable dans une tourbière a permis de préciser le devenir à moyen terme de cet élément en présence de matière organique en conditions froides.

Les résultats montrent des sols brunifiés calcaires peu épais et peu évolués en forêt boréale et des chernozems en steppe froide. Dans ces deux biomes, les sols hydromorphes présentent une accumulation de MO aromatique dans la fraction humifiée. A l'étage montagnard, la décarbonatation est assez importante pour permettre le développement de sols plus variés, offrant une MO différente de celle des autres biomes. En biome froid, l'humidité du climat détermine donc les différences de fonctionnement entre les sols. Les scénarios d'évolution établis à partir de ces résultats indiquent que les conditions périglaciaires favoriseraient la présence de sols proches des sols actuels (Leptosols rendziques et des Cambisols eutriques ou calcariques), notamment en biome boréal. En biome de steppe-toundra, la présence d'un pergélisol pourrait favoriser l'hydromorphie. Dans les deux biomes, des sols hydromorphes formés sur matériau marneux seraient susceptibles de contenir des teneurs élevées de MO (tourbières alcalines ou peu acides).

Nous avons montré que la dessiccation du sol pourrait favoriser la rétention de I et Tc sur la phase solide en conditions aérobies ($K_d > 1 \text{ l kg}^{-1}$ dans les sols de forêt boréale après un an d'incubation). Tc serait immobilisé dans les sols de steppe froide tandis que I serait davantage retenu dans les sols en forêt boréale. Dans ces deux biomes, les sols les plus favorables à la rétention de I et de Tc seraient des sols hydromorphes organiques situés dans les fonds des vallées sur matériaux marneux. Ces résultats ont été traduits en cartes de rétention pour chacun de ces éléments, pour les deux biomes périglaciaires. Enfin, dans la tourbière, l'accumulation de I à la surface (K_d multiplié par 6 en 15 ans) a été associée à la présence de composés polyphénoliques dans la tourbe en cours d'humification. Les cypéracées (*Carex sp.*) ont été identifiées parmi les espèces végétales présentes sur le site, comme étant celles qui accumulent les plus grandes quantités d'iode.

En conclusion, la démarche prospective reposant sur l'analyse et des études en laboratoire et *in situ* a permis de prévoir l'évolution des sols sous l'influence d'un refroidissement climatique et de prévoir le devenir de radioéléments à vie longue en fournissant les valeurs des paramètres pour des biosphères froides devant être utilisés dans les codes de calculs de dose des études de sûreté.

Abstract

For the safety assessment of underground radioactive waste disposal conducted by Andra, it is required to estimate the behaviour of radionuclides in soils for the next ten thousand years. Within this time scale, soils would probably evolve from their actual status, according to climate changes. It is then necessary to assess these changes in order to predict the behaviour of the radiochemicals that would enter the soils. We present a pedological forecast method for the assessment of a specific case (*i.e.* limestone plateau), undergoing periglacial conditions. Then we study the retention of mobile radionuclides, iodine (I) and technetium (Tc) on the forecast periglacial soils. The method relies on the study of analogous soils, sampled in regions with similar geochemical (calcareous) and topographical contexts but undergoing a cold climate which mimics future periglacial conditions of the reference region (steppe-tundra or boreal forest biomes). We have added to the cold and dry climatic series a cold and humid biome (montane strata). The organic matter compartment (OM), considered as an indicator of the effects of the climate on the soils, was thoroughly characterised and taken into account.

The analogous soils sampled have developed under boreal forest, cold steppe and subalpine conditions from limestone or calcareous parent materials. The observed soils were eutric Leptosols under boreal forest, and Chernozems under cold steppe. In both biomes, under hydromorphic conditions, OM accumulated in the soil and was high in aromatic molecules in the humified fraction. In the montane strata, the leaching of carbonates was strong enough to allow a diversification of soil genesis: from humic Leptosols to dystic Luvisols. The OM of these soils was different from that of the soils from dry biomes. This study has confirmed that the main differences between soils were observed between the humid and cold climate (montane) on one side and the dry and cold (cold steppe and boreal) on the other.

Evolution scenarios constructed from these results indicated that the periglacial conditions would probably favour the persistence of soils still similar to the present ones in the reference region, especially during the boreal stage. However these soils would display higher OM content. In this biome, soils would be mainly rendzic Leptosols and eutric (or calcareic) Cambisols as presently, but with a higher OM content in the surface horizon because of the forest cover. In the steppe-tundra biome, a pergelisol would favour hydromorphy in most soils (stagnic Cryosols). In both biomes, hydromorphic soils, developed on marly material could display very high OM content (fen). Maps summarising these scenarios have been edited for each biome.

The consequences of these pedological changes on the behaviour of mobile radionuclides were studied through the retention of Tc and I in the analogous soils at field capacity in batch experiments. The experiment showed that the dehydration of soils could favour the retention of both elements under aerobic conditions, although the latter are not usually favourable to Tc and I retention ($K_d > 1 \text{ l.kg}^{-1}$ in analogous soils of boreal forest after one year of contact time). These results were used to establish maps of the retention of each element for both periglacial biomes. It is suggested that Tc would be retained in the soils in the cold steppe soils whereas I would be more retained in soils of the boreal biome. In both biomes, soils with the highest retention towards I and Tc would be peaty soils located in the bottom of marly valleys.

Special attention was paid therefore to peaty soils : we studied the behaviour of I *in situ* in a peat bog. I had accumulated at the bog surface (K_d was multiplied by 6 within 15 years) and was found to be associated to polyphenolic substances from the humified peat. *Carex sp.* was identified as the species that accumulated the highest contents of I amongst the vegetation of the bog.

The proposed method underlain by analogy and laboratory retention studies should help to understand and forecast the behaviour of the long-lived radionuclides. It should help in the determination of the site specific parameters for the dose computation of safety assessment in a cold biosphere scenario.

Introduction

Prévoir l'évolution du fonctionnement des sols est l'un des enjeux majeurs de la science du sol moderne. Cette problématique se décline à des échelles et des thématiques variées, comme les effets des pratiques agricoles sur le fonctionnement et les propriétés agronomiques des sols, l'évolution des sols anthropisés, l'influence des mécanismes pédologiques sur la disponibilité des polluants ou encore l'impact des changements climatiques, et notamment celui d'un réchauffement sur les stocks de carbone organique des sols et plus généralement sur les processus pédogénétiques. Cette dernière problématique est trop complexe pour être abordée par des modèles numériques. Il est alors nécessaire d'élaborer des modèles descriptifs de l'évolution des sols par des méthodes fondées sur une approche pédologique. Ce type de démarche peut être appliqué dans le cadre des études de sûreté nucléaire à long terme en vue du stockage en couche géologique profonde des déchets radioactifs à vie longue afin de modéliser les effets potentiels de l'évolution des sols à très long terme sous l'effet d'un changement climatique. Il s'agit alors de déterminer, à partir de la situation actuelle, l'évolution des facteurs de rétention et de dissipation des radionucléides dans les futures conditions biopédoclimatiques potentielles. La méthodologie de **pédologie prospective** que nous établissons dans ce document, traite de **l'évolution des sols d'une région calcaire suite à un changement climatique de type « interglaciaire - glaciaire » et des conséquences de cette évolution sur le comportement de radionucléides dans ces sols**. En effet, ce travail s'insère dans le contexte de l'étude de sûreté du stockage de déchets radioactifs à vie longue dans une couche d'argile profonde, réalisée par l'Andra (Agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs) exploitant le laboratoire de recherche du site de Meuse/Haute-Marne dans le cadre de la loi n°91-1381 du 30 décembre 1991. Or, à l'échelle de temps du prochain million d'années, l'évolution de la biosphère de la région doit être prise en compte et les reconstructions paléo-environnementales ainsi que les simulations de l'évolution future des climats indiquent des états de climat plus froid.

La loi du 31 décembre 1991 donne pour mission à l'Andra de gérer les déchets radioactifs produits en France et d'étudier la faisabilité d'un stockage en couche géologique profonde pour les déchets radioactifs à haute activité et à vie longue (HAVL). Dans le cadre de cette mission, le gouvernement a autorisé l'implantation d'un laboratoire d'étude en France, sur la commune de Bure aux limites de la Meuse et de la Haute-Marne, dans les argilites du Callovo-Oxfordien à 490 m de profondeur. Les

spécifications de sûreté demandées à l'Andra visent à déterminer l'impact potentiel des transferts de radionucléides (RN) depuis les colis de déchets enterrés jusqu'à l'Homme (Règle Fondamentale de Sûreté (RFS) n°III.2.f, 1991). Une zone d'étude prioritaire pour l'Andra concerne les alentours du site du laboratoire de Meuse/Haute-Marne localisé dans la région naturelle du « Barrois ». La RFS n°III.2.f stipule que « l'occurrence de glaciations majeures » doit être prise en compte dans l'analyse de sûreté. Cet événement pourrait survenir entre 50 000 et 170 000 ans selon le scénario d'évolution envisagé : naturel ou altéré par les activités humaines (Texier, 2003). Ce type de changement climatique induit, entre autres, l'apparition d'un niveau de matériau superficiel gelé, le **pergélisol**, dont l'épaisseur pourrait atteindre 150 m (Andra, 2005). Cette couche de matériau gelé, continue ou discontinue, modifierait l'hydrodynamique en surface comme en profondeur, en limitant la migration verticale de l'eau à travers la roche. L'absence de drainage, associée à l'occurrence du gel, conditionnerait alors le fonctionnement des sols et leurs caractéristiques physico-chimiques ainsi que le type de couvert végétal.

Au cours du refroidissement, le plateau du Barrois ne devrait pas être recouvert par une calotte de glace mais il serait sous l'influence du glacier le plus proche, situé au niveau du Massif Vosgien. Des climats plus froids et plus secs que le climat actuel se succèderaient, les conditions les plus rigoureuses étant limitées à la période du pléniglaciaire (Texier, 2003). Le climat de la région est donc dit « **périglaciaire** » pour toute la durée du refroidissement. L'ensemble des états climatiques probables peut être regroupé en deux types de climat, correspondant à deux biomes : « **steppe-tundra** » et « **forêt boréale** ». Dans les régions de steppe froide et de forêt boréale actuelles, les populations ont su développer une agriculture adaptée à ces conditions. Au cours d'une phase de glaciation dans le Barrois, les conditions de la saison de végétation seraient probablement légèrement différentes des régions de steppe-tundra ou de forêt boréale actuelles (Scandinavie, Fédération de Russie, Amérique du Nord), mais elles pourraient permettre le développement d'une agriculture. Certains scénarios de l'étude de sûreté Andra prennent en compte les évolutions climatiques, géomorphologiques et pédologiques et leur influence sur le transfert potentiel des radionucléides depuis le stockage jusqu'à la biosphère via un exutoire (eau d'un aquifère). Ces modèles de sûreté considèrent, entre autres, que cette eau puisse servir à l'irrigation de cultures. Le sol étant le réservoir de nutriments et d'eau des végétaux, quelle que soit la biosphère considérée, il est un compartiment essentiel et central de nombreuses chaînes alimentaires.

Lorsque des radionucléides en solution entrent en contact avec le sol, plusieurs phénomènes peuvent avoir lieu : rétention sur la phase solide (e.g. complexation, formation de liaison covalente, substitution dans les argiles, absorption par les organismes du sol), diffusion sous forme de solutés au sein des agrégats, entraînement par les mouvements de la solution du sol sous forme de complexes solubles ou de colloïdes), changement d'état de l'élément par réaction biologique ou chimique, volatilisation, prélèvement par les plantes. La mobilité des éléments dans les sols et leur transfert du sol aux plantes dépendent fortement de certains facteurs pédologiques, spécifiques à chaque RN, comme le pH, le potentiel d'oxydo-réduction, l'abondance et la nature des minéraux argileux, la matière organique mais aussi des conditions climatiques (Echevarria, 1996). Le climat influence les processus physico-chimiques ayant lieu dans les sols, en agissant sur le pédo-climat (humidité et température des sols), sur la cinétique des réactions chimiques et sur l'activité biologique. Il détermine à la fois la formation des profils de sol et intervient sur les transferts des éléments dont les radionucléides.

Dans ce contexte, l'objectif du présent travail est de déterminer **l'impact d'un refroidissement du climat sur l'évolution des sols**, en prenant en compte **les spécificités d'une région de référence**, et d'en **déduire le comportement de radionucléides** modèles dans les sols dans ces nouvelles conditions. Les travaux présentés ici concernent le technétium (Tc) et l'iode (I). Ces deux radioéléments, dont certains radioisotopes ont des demi-vies supérieures à 200 000 ans, sont réputés mobiles dans les conditions générales des sols agricoles. Ils sont ainsi disponibles pour le transfert vers les aquifères ou vers la végétation. Les affinités différentes de ces deux éléments pour les constituants du sol permettent cependant d'appréhender plusieurs aspects des effets du refroidissement sur le comportement des radionucléides. L'étude de sûreté étant spécifique au site du laboratoire d'étude souterrain, l'ensemble du travail est focalisé sur un périmètre élargi, autour de ce site (environ 60 000 ha). Ce périmètre, qui comprend des vallées inondables et des zones de plateaux, est le plus souvent désigné dans ce document par l'expression "région de référence", le terme « site » étant réservé au périmètre restreint autour du laboratoire d'étude.

Ne disposant pas de modèles calculatoires synthétiques pour prévoir l'évolution des sols de la région d'étude à l'échelle des dizaines de milliers d'années à partir de leurs caractéristiques actuelles et en fonction des caractéristiques climatiques futures, nous avons choisi de procéder par **analogie**. Cette méthode est utilisée pour reconstituer des informations inexistantes, à partir de situations similaires actuelles ou connues (Scholtus, 2003). Pour ce travail, les régions analogues sélectionnées présentent des similarités avec la région de référence pour ce qui concerne la topographie et la géologie, mais sont situées dans des zones climatiques correspondant à l'un des états climatiques périglaciaires pouvant affecter la région de référence : climat de type « sub-arctique » (biosphère forêt boréale) ou de type « continental froid ou arctique » (biosphère steppe-toundra). Nous faisons l'hypothèse qu'en conditions périglaciaires, la région de référence serait à l'image de ces régions analogues actuelles. Les régions analogues ont été recherchées dans l'hémisphère Nord après caractérisation et cartographie des sols de la région de référence. Afin de déterminer le rôle du climat dans la genèse des sols de ces régions, nous les avons décrits et analysés. Nous avons étudié plus particulièrement leur matière organique qui est à la fois une caractéristique du sol sensible au climat, un constituant actif dans les processus pédologiques et un paramètre gouvernant la dynamique de certains radioéléments dans les sols. Les résultats obtenus dans cette **première** étape ont permis de prévoir l'évolution de la couverture pédologique de la région de référence en conditions périglaciaires et, notamment, l'état de la matière organique dans ces sols. La **deuxième** étape a consisté en l'étude, en laboratoire, de la rétention de deux radioéléments modèles (l'iode et le technétium) dans les sols de régions analogues et de la relier aux caractéristiques physico-chimiques de ces sols. Les résultats ont permis d'évaluer les effets indirects du changement climatique sur la rétention de l'iode et du technétium et de les transposer aux futures conditions biopédoclimatiques périglaciaires de la région de référence. Cette étape propose donc une évaluation de la mobilité de ces radioéléments dans les sols périglaciaires. Une application de ces résultats est proposée sous la forme de cartes prévisionnelles de mobilité pour l'iode et le technétium, comme cela avait été fait dans les conditions climatiques actuelles par Denys (2001). La **troisième** étape, enfin, est l'étude approfondie d'une pollution *in situ* en iode stable, dans un type de sol potentiellement présent dans la région de référence en conditions périglaciaires et particulièrement favorable à la rétention de cet élément. Cette étude permet de rendre compte des transferts réels entre le sol et la végétation en conditions sub-arctiques et de mettre en évidence les processus qui gouvernent la dynamique de la contamination.

La démarche décrite ci-dessus est *a priori* généralisable à la prévision du comportement d'autres pollutions (radiologiques, chimiques, microbiologiques) dans d'autres régions, et sous d'autres types de changement climatique, en tenant compte des propriétés spécifiques du milieu et de la substance polluante.

Les trois étapes de la méthode proposée et utilisée dans ce mémoire sont réparties comme suit dans les quatre chapitres du document :

- 1) Une synthèse bibliographique des connaissances actuelles sur les relations entre les climats et l'évolution des sols, ainsi que sur les caractéristiques des radioéléments étudiés dans cette thèse ;
- 2) La caractérisation des sols actuels du secteur d'étude et ceux des régions analogues ainsi que la « reconstitution » des toposéquences caractéristiques du secteur en conditions périglaciaires (**étape 1** de la méthode).
- 3) Une étude en laboratoire du comportement du technétium et de l'iode dans les sols des régions analogues permettant la prévision des conséquences du refroidissement climatique sur la mobilité de ces deux radionucléides (**étape 2** de la méthode) ;
- 4) Une étude de la contamination en iode *in situ* d'un sol organique, situé en conditions périglaciaires (climat sub-arctique) (**étape 3** de la méthode).

En conclusion, nous proposons une synthèse des données obtenues au cours de ce travail et évoquons leurs applications dans les études de sûreté. Nous évoquons également des généralisations possibles à partir des résultats et de la méthode de pédologie prospective. La validité de la méthode est également discutée, ce qui permet de dégager des perspectives quant aux améliorations à y apporter.

Première partie

Synthèse bibliographique :

Evolution des sols selon le climat

et

Comportement du technétium et de l'iode dans les

sols

La pédogenèse est soumise à cinq facteurs fondamentaux : le temps, le climat, la géologie, la topographie et la végétation. Dans ce chapitre, nous rappelons brièvement les **relations entre ces facteurs et le développement des sols** puis nous approfondissons le cas particulier des sols formés sous des climats froids à partir d'un matériau calcaire. Cette approche bibliographique permet de faire le bilan des connaissances nécessaires à une démarche de pédologie « prospective » dans un contexte de refroidissement du climat à partir d'un substratum calcaire. La dernière partie de cette synthèse bibliographique traite du **comportement de deux radionucléides modèles, l'iode et le technétium, dans les sols** en relation avec leurs propriétés générales. La connaissance de l'évolution des propriétés des sols lors d'un changement climatique et des relations existant entre la mobilité de radionucléides et ces propriétés permettent ainsi de prévoir l'évolution à long terme des cycles biogéochimiques de ces radionucléides.

I. Relation entre les sols et le climat à l'échelle mondiale

A. Taxonomies utilisées

Pour ce travail, nous avons examiné différents pays, qui ont chacun développé des systèmes de classification très différents les uns des autres. Afin de faciliter la compréhension, nous avons désigné, aussi souvent que possible, les sols de ces régions par deux systèmes de classification : un système local et un système international. Le système international actuel est la classification mondiale des sols (Base de Référence Mondiale ou WRB), réalisée par la FAO et l'UNESCO, qui permet de nommer de façon homogène tous les types de sols, quelle que soit leur origine et en prenant en compte la pédogenèse (FAO, ISRIC et AISS, 1999). Cependant, ce système manque de sensibilité pour exprimer sans ambiguïté des variations locales de type de sol. Pour cette raison, les sols sont également nommés dans la classification locale, plus apte à rendre compte avec précision de cette diversité pédologique. Il s'agit principalement des classifications française (CPCS, 1967), russe (Fridland, 1988) et canadienne (SCWG, 1998). L'ancienne classification française a été préférée au référentiel pédologique pour décrire les sols français car la totalité de la littérature utilisée ici s'y réfère et elle exprime davantage de nuances de processus pédogénétiques (en particulier pour les sols de zone montagneuse).

B. Répartition des processus pédologiques selon les grands ensembles climatiques

A l'échelle mondiale et en considérant les sols dominants de chaque zone climatique, les sols paraissent répartis globalement selon la latitude (zonation) et le long du gradient altitudinal, tout comme la végétation, en l'absence d'anthropisation (Duchaufour, 1983 ; Egli *et al.*, 2003). La répartition latitudinale ou altitudinale des sols correspond à deux gradients : un gradient de température moyenne et un gradient d'intensité de drainage climatique (Duchaufour, 1983). Par ailleurs, les contrastes saisonniers de température et de précipitation (pédogenèse des chernozems en particulier) influencent le développement des sols.

Tableau I.1. Effets du climat sur le fonctionnement du sol, cas des basses températures

(D'après Koch-Steindl & Pröhl, 2001 ; traduction libre de l'auteur)

Température basse		
	Climat humide	Climat aride
Evolution de la MO	Décomposition ralentie ; forte productivité ; teneur en MO élevée ;	décomposition ralentie ; faible productivité ; teneur en MO faible ;
Processus d'altération chimique ou physique	altération chimique des argiles ; lessivage ; podzolisation ;	altération mécanique prédominante ;
pH, CEC et CEA	acidification ; diminution CEC ; augmentation CEA ;	très variable selon géologie et topographie ;
Régime hydrique	infiltrations accrues et évaporation faible ; lessivage et lixiviation importants ;	infiltration faible ; lessivage faible ;
Erosion	érosion hydrique ;	érosion éolienne ;
Effets sur les éléments chimiques	adsorption sur la MO ; lessivage des éléments solubles, rétention possible des anions.	peu de modifications chimiques des éléments ; immobilisation.

Parmi les climats froids, l'altération est maximale dans la zone boréale et à l'étage des forêts subalpines en montagne (Annexe I.1 ; Egli *et al.*, 2003). Les climats froids et secs sont réputés peu actifs du point de vue chimique, et dominés par des mécanismes physiques (Tableau I.1) car la plupart des réactions sont accélérées par les températures élevées. Cependant, la dissolution des calcaires fait exception à cette règle : l'intensité de la dissolution des carbonates est inversement corrélée à la température (Corbel, 1959). Ce processus est donc actif sous climat froid, mais peut toutefois être limité si le climat est sec. Les processus pédologiques actifs (Tableau I.1 et Annexe 1.1) sont déterminés par la nature des éléments lixiviés ou lessivés dans le profil, elle-même influencée par l'activité biologique et le type d'humus qui sont dépendants du climat, et en particulier de la température.

Ces modèles conceptuels reliant le climat, l'altération des roches et les processus pédogénétiques permettent une première estimation des effets d'un changement climatique sur les sols (Tableau I.1. ; Koch-Steindl & Pröhl, 2001). Cependant ces relations ne donnent aucune valeur pour les caractéristiques physico-chimiques des sols. De plus elles ne tiennent pas compte des spécificités liées aux **conditions stationnelles** : géologie, topographie, drainage, exposition. Notamment, la spécificité des régions calcaires et la capacité des matériaux calcaires à s'opposer aux processus de lessivage et de podzolisation, ne sont pas prises en compte dans les schémas généraux d'évolution.

C. Effets des facteurs stationnels : roche-mère, topographie

Par rapport aux sols formés sur d'autres matériaux parentaux situés dans les mêmes conditions climatiques et topographiques, les sols de **roche-mère calcaire** sont caractérisés par une faible altération des minéraux, limitée à la dissolution des carbonates, une stabilisation de la matière organique à un stade peu évolué par insolubilisation des fulvates par le calcium et protection des humines par la calcite précipitée et par des transferts de solutés limités à la lixiviation des ions solubles. Les argiles étant flocculées énergiquement par le calcium, elles peuvent difficilement être lessivées. Par ailleurs les complexes organo-métalliques étant insolubilisés également, ils ne peuvent être chéluvifiés. Dans ces conditions, les argiles présentes dans les sols sont pour la plupart héritées et peu transformées. Les sols sont caractérisés par l'abondance de calcaire (et souvent la présence de

calcaire actif), un pH neutre à alcalin, un complexe d'échange saturé par le calcium, un humus de type mull.

Les effets du relief sont visualisés le long de toposéquences. Celui-ci provoque systématiquement des flux d'eau et de matière le long des pentes. Le flux de matière solide fournit des colluvions au bas de la toposéquence, aux dépens de l'amont. Ce mécanisme rajeunit en permanence les sols de rupture de pente et de bas de pente, ce qui peut masquer les effets du climat. Le flux d'eau transporte des solutés le long de la toposéquence et détermine le régime hydrique des sols. Les solutés s'accumulent ainsi dans le complexe d'échange des sols colluviaux, parfois hydromorphes, des zones colluviales. Les sols d'une toposéquence sont donc liés « génétiquement » entre eux. Les processus pédologiques et les sols peuvent être différents selon la position topographique, malgré la similarité de climat atmosphérique et de matériau géologique. La figure I.1 illustre ce phénomène dans le cas de roches calcaires en conditions tempérées. Si le matériau en bas de pente est peu drainant, des réactions d'oxydo-réduction peuvent se produire. Les caractéristiques résultant (histosol, gleysol) de ces conditions peuvent être rencontrées dans toutes les zones climatiques.

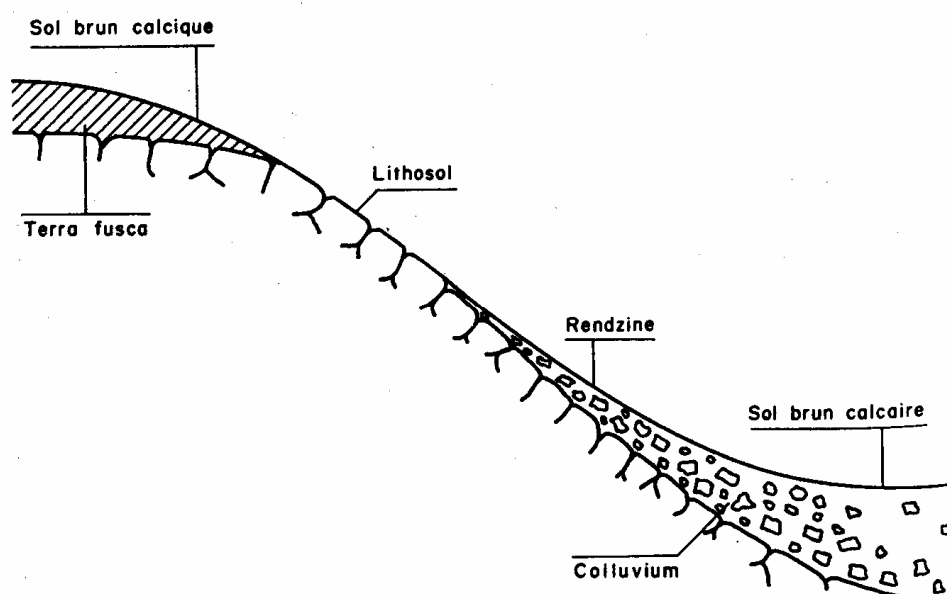


Figure I.1. Exemple d'une toposéquence sur roche calcaire dure

Les sols correspondent à trois types de régime hydrique selon la position topographique : infiltration de l'eau en sommet, ruissellement dans la pente et accumulation de matériaux en bas de pente (d'après Duchaufour, 1983)

Ce mécanisme dû au relief rend nécessaire l'étude de toposéquences dans chaque zone bioclimatique si l'on veut rendre compte de la diversité des sols et des processus de cette zone, sur un substratum donné.

D. Modélisation de la pédogenèse

Les bases de la modélisation de la pédogenèse ont été posées par Jenny (1941 et 1961), qui définit les facteurs (le climat, le relief, le matériau parental, le temps de formation et les organismes) et la structure du système modélisé (Hoosbeek *et al.*, 2000). Les modèles qui découlent de cette approche considèrent l'évolution des sols dans le temps sous un climat donné, sous un aspect soit quantitatif (Heimsath *et al.*, 1997 ; Minasny & McBratney, 1999 et 2001), soit qualitatif (ORTHOD, Hoosbeek & Bryant, 1994 ; PROFIL ; Stewart *et al.*, 1998). A notre connaissance, il n'existe pas de modèle mécaniste qui prévoie à la fois la profondeur d'un sol et son altération chimique à partir de données climatiques et qui puisse également reproduire les différents processus conduisant à la formation des horizons caractéristiques des sols. La modélisation numérique en science du sol ne semble donc pas assez aboutie pour rendre compte de la multiplicité des processus pédologiques. D'autres méthodes comme celle que nous proposons doivent donc être utilisées pour prévoir l'évolution des sols à très long terme.

II. Sols des biomes froids actuels

Les trois biomes pris en compte dans notre étude sont la toundra, la steppe froide et la forêt boréale. Les régions froides correspondant à ces biomes sont actuellement localisées essentiellement dans l'hémisphère Nord du fait de l'absence de terres émergées aux latitudes correspondantes dans l'hémisphère Sud. Ces régions recoupent un nombre limité de pays : le Canada, l'Alaska (E-U), la Russie, le Nord de la Scandinavie. Dans certains cas, les sols de ces biomes sont cultivés malgré les conditions climatiques rigoureuses. Dans ce paragraphe, nous indiquons les types de sols et les processus dominants dans les biomes froids actuels.

A. Généralités sur la steppe froide, la toundra et la forêt boréale

Le terme **steppe froide** désigne un milieu aride, où la végétation est exclusivement herbacée. Les arbres ne peuvent pousser à cause de l'aridité du climat : les PMA varient de 250 à 700 mm et tombent principalement l'été sous forme de violents orages. Il y a donc peu d'eau disponible pour les plantes pendant une longue période. Ces caractéristiques correspondent à deux types de biome : la steppe arctique et la steppe continentale froide. La steppe arctique est localisée au-delà du cercle polaire ; le sol y gèle sur plusieurs mètres et ne dégèle qu'en surface. Des traces d'hydromorphie à la surface des sols sont liées à la fonte des neiges. La microfaune du sol est dominée par des enchytréidés. Le couvert végétal est discontinu. La steppe continentale froide est localisée loin des océans (« au coeur des continents »). Le sol ne gèle que sur 1 à 2 m et il contient des lumbricidés. Le couvert végétal est très dense. Ce biome est plus chaud que le précédent, notamment en été. Un vent chaud et sec estival accroît l'aridité. Le biome steppe-toundra correspond davantage à la steppe arctique qu'à la steppe continentale. La steppe continentale froide étant mieux identifiée et caractérisée que la steppe arctique dans la littérature, c'est celle-ci que nous étudions dans la suite.

La **toundra** est une formation végétale basse, composée de plantes à fleurs (dryade, saxifrage, éricacées) et d'arbres nains prostrés (bouleaux, saules). Les lichens et les mousses sont omniprésents. La toundra est présente sous climat très froid et très aride : température moyenne annuelle (TMA) de -17°C à -5°C, et précipitations moyennes annuelles (PMA) de 100 à 400 mm. Les précipitations y tombent majoritairement sous forme de neige, y compris pendant la période estivale. Il peut geler toute l'année. L'aridité est accrue par des vents froids et secs très fréquents. La limite entre la toundra et la forêt boréale correspond à la limite des arbres : pour leur développement, ils nécessitent au moins 3 mois où la température moyenne dépasse les 10°C. La toundra repose le plus souvent sur un pergélisol.

La **forêt boréale** est caractérisée par l'omniprésence des conifères (épicéa, mélèze et sapin). Dans les zones les plus chaudes, on y trouve également des feuillus (charme, chêne), en particulier dans les zones humides (tremble, bouleau, saule aulne). Le climat correspondant à ce biome est très variable : la TMA varie de -4°C à +5°C, tandis que les PMA varient de 300 à 1500 mm. Globalement, les hivers sont longs et froids, les étés sont courts et relativement chauds. On peut différencier la forêt boréale de la taïga. La taïga est moins dense en arbres, qui ne sont alors que des conifères, des espèces de toundra y sont présentes. Les températures varient de -10°C à 0°C et les précipitations

annuelles de 200 à 1000 mm. La forêt boréale peut être associée à un pergélisol, mais il s'agit alors d'un pergélisol relictuel.

Steppe froide, toundra, forêt boréale désignent trois biomes caractérisés par des températures basses. Il existe en réalité un continuum entre ces trois biomes. Par exemple, on passe progressivement de la forêt boréale à la taïga, à la toundra boisée puis à la toundra vraie.

B. Principaux sols en toundra, steppe froide et forêt boréale

Les principaux sols des trois biomes froids sont présentés dans le tableau I.2.

Dans les sols de **toundra**, les phénomènes d'oxydo-réduction sont très fréquents, notamment dans les secteurs au relief peu marqué, à cause de la présence d'une couche de sol gelé en permanence, le **pergélisol** (cf.§II.C.1), aussi appelé permafrost¹. Les sols sont fortement marqués par la **cryoturbation** (cf. §II.C.6). Les autres processus (brunification, podzolisation...) peuvent avoir lieu dans les sites bien drainés et sans pergélisol, ce qui représente de faibles surfaces (Tedrow, 1975 ; Ugolini, 1986 et Ugolini, 1990). La période d'activité des réactions chimiques et biologiques est très courte (début juin à fin août), elle atteint son intensité maximale au moment du dégel.

Tableau I.2. Principaux sols de toundra, steppe froide continentale et forêt boréale

	Toundra	Steppe froide continentale	Forêt boréale
Sol(s) dominant(s)	Cryosol, Histosol	Chernozem	Podzol
Autres sols présents	Cambisol, Leptosol, Podzol, Gleysol	Solonchak, Vertisol	Cryosol, Cambisol, Chernozem, Gleysol, Histosol, Luvisol

¹ Certains auteurs distinguent permafrost et pergélisol selon la teneur en glace du matériau. Nous ne faisons pas cette distinction dans cette thèse et employons toujours le terme pergélisol.

En **steppe froide continentale**, le type de sol « climacique » est le **chernozem**. Ces sols sont généralement bien drainés, ils gèlent en hiver et sont secs pendant une partie de l'été. Le complexe d'échange est généralement saturé à plus de 80 %. Il existe plusieurs types de chernozems selon la couleur de l'horizon de surface (variant de noir à marron), liée à la teneur et au type de matière organique, eux-mêmes liés aux conditions climatiques. Dans ces sols, les processus dominants sont la mélanisation et la calcification. L'alternance de conditions humides et sèches permet l'alternance de dissolution/re cristallisation de carbonates secondaires. Malgré l'aridité, certains sols situés en bas de pente sont marqués par l'oxydo-réduction.

En **forêt boréale**, le type de sol dominant est le **podzol**. Il se développe principalement à partir de matériaux acides. Ce type de sol est caractérisé par une succession d'horizons qui témoignent de l'entraînement d'éléments minéraux et organiques de la surface vers la profondeur.

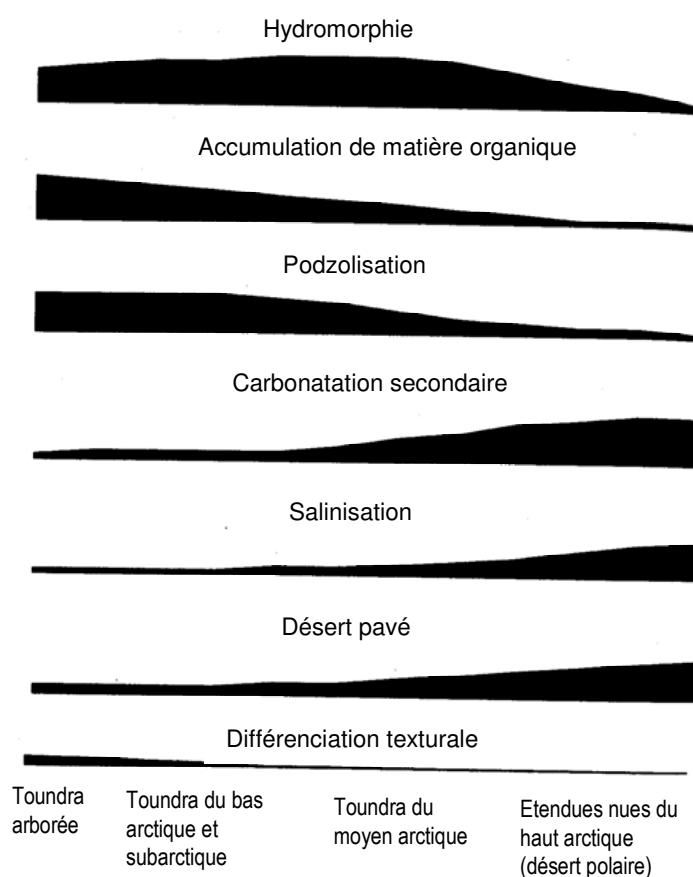


Figure I.2. Processus pédologiques en Arctique : estimation qualitative de leur fréquence

(d'après Kimble, 2004 ; traduction libre de l'auteur)

La diversité des sols présents dans ces trois biomes froids reflète la variété des processus actifs sous ces climats : brunification, podzolisation, lessivage des argiles, mélanisations climatique et calcique, décarbonatation, calcification, cryoturbation, pseudo-gleyification (Figure I.2) (Ugolini, 1986 ; Goryachkin *et al.*, 1999; Kimble, 2004).

C. Processus et mécanismes liés au gel dans les sols des biomes froids

Les mécanismes pédogénétiques liés au gel confèrent aux sols des régions froides des propriétés, une morphologie (macro et micro) et une micro-topographie spécifiques (van Vliet-Lanoë, 1985). Le gel peut également affecter les sols des régions tempérées, mais ce n'est pas dans ce cas un facteur majeur de la pédogenèse.

1. Pergélisol

La profondeur de pénétration du gel dans le sol dépend principalement des facteurs qui contrôlent l'humidité du sol (Heginbottom, 1989) : facteurs climatiques (durée et intensité du gel atmosphérique, épaisseur de la couche nivale), facteurs géologiques et pédologiques (texture, porosité des matériaux de surface, propriétés thermiques et hydrauliques, épaisseur des différents matériaux), facteur topographique (exposition et déclivité des versants), présence de végétation, elle-même liée à la présence de neige. Si la profondeur de dégel est inférieure à la profondeur de gel, un niveau gelé persiste en sub-surface : le pergélisol. Selon le climat actuel et passé, le pergélisol est continu ou discontinu dans l'espace. La perturbation de la surface du sol (compaction, labour, passage d'engin, feu, changement de végétation par exemple) provoque la fonte du sommet du pergélisol (Harris *et al.*, 1988). Il s'ensuit un affaissement du sol (fonte de la glace) et donc l'apparition d'un microrelief. Ce phénomène est appelé « effondrement thermokarstique ».

2. Couche active

La couche de sol qui gèle et dégèle au dessus du pergélisol constitue la couche active ou mollisol². Elle est l'objet de processus physiques et chimiques dus à ces alternances et à la présence du pergélisol sous-jacent. L'épaisseur de la couche active est très variable : le pergélisol peut être présent dès la surface comme à 2 m de profondeur (Figure I.3).

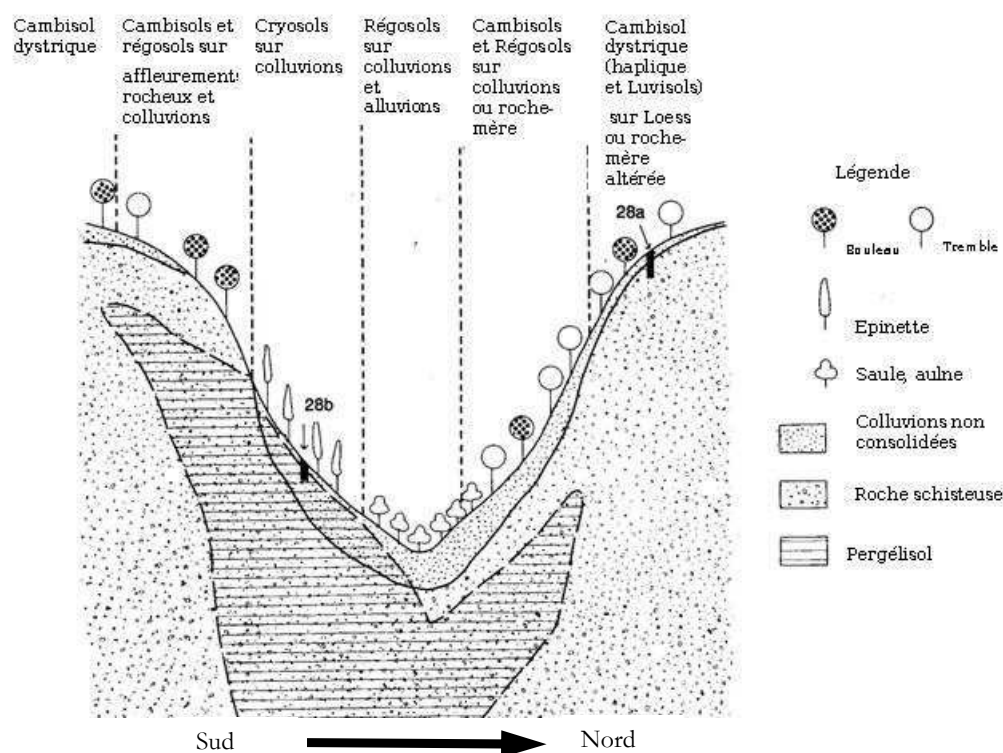


Figure I.3. Epaisseur de la couche active selon l'altitude et l'exposition, dans les montagnes du Yukon, sur roche mère acide

(d'après Tarnocai *et al.*, 1993 ; traduction libre de l'auteur)

La limite entre la couche active et le pergélisol constitue une barrière géochimique (Alekseev *et al.*, 2003). Le pergélisol constitue à la fois un piège à chaleur, provoquant la migration verticale de l'eau du sol (descendante depuis la surface, ascendante sous le pergélisol) et la nucléation de glace, et une

² Le mot « mollisol » désigne également une famille de sol dans la classification américaine (US taxonomy). Pour éviter toute confusion, le terme « couche active » sera utilisé dans ce document.

barrière au drainage vertical de l'eau : l'eau ruisselle s'il y a de la pente, sinon elle stagne au dessus du pergélisol. Par conséquent, les conditions hydriques sont favorables à l'oxydo-réduction voire à la gleyification. Le fer libre réduit migre vers le bas de la couche active et reprécipite au dessus du pergélisol sous forme de lépidocrocite.

3. Effets de la neige et du matelas organique

L'épaisseur de la couche de neige et celle de la couche organique agissent de façon antagoniste sur les propriétés thermiques du sol. La **couverture neigeuse** isole le sol et la végétation prostrée des variations de la température atmosphérique. Le sol recouvert de neige est gelé moins longtemps et moins profondément que le sol non recouvert de neige (Heginbottom, 1989). L'épaisseur de neige et sa compaction déterminent l'intensité du gel. Sous une faible épaisseur de neige ou de la neige tassée, ou transformée en glace, le sol gèle profondément, il peut être alors fortement cryoturbé. En revanche un matelas épais de neige aérée limite la déperdition thermique du sol, qui est alors peu ou pas cryoturbé. L'épaisseur et la qualité de la couverture neigeuse dépendent des caractéristiques du climat (abondance et saisonnalité des précipitations) et de l'exposition au vent, qui décape et redépose la neige.

Le **matelas organique** fibreux frais (litière) tient le rôle de pompe à chaleur : l'eau retenue dans ces tissus empêche le sol de se réchauffer. Si cette couche est supérieure à quelques cm, l'effet de tous les autres facteurs (pente, exposition, texture, drainage) est masqué (Harris, 1987). L'épaisseur de la litière dépend du type de végétation : sous forêt, la litière est plus abondante qu'en toundra et la part de rayonnement interceptée est plus importante. Cependant la décomposition de la litière est plus rapide sous forêt (bouleaux) qu'en toundra (Sjögersten & Wookey, 2004). Cet écart est d'autant plus marqué que le climat est plus humide.

4. Eau de dégel

La période de dégel est une période d'activité biologique intense et d'altération chimique. D'une part le gel provoque la mort des racines fines, qui est suivie de leur minéralisation et résulte en une production de NO_3^- (Fitzhugh *et al.*, 2003b). D'autre part, l'eau de fonte est acide et froide, elle a donc une forte capacité de dissolution des carbonates (Schmidt & Lipson, 2004). Cette eau de fonte est très riche en carbone organique dissous et en éléments associés aux molécules organiques

(notamment Fe, Cu, Zn) (Rember & Trefry, 2004). Au cours de la fonte, les cations majeurs (Ca^{2+} et Mg^{2+}) sont également entraînés hors des horizons superficiels (Fitzhugh *et al.*, 2003a). Cette altération chimique affecte essentiellement les horizons de surface, son intensité dépend du type de végétation. Elle est par exemple plus intense sous un couvert d'érables à sucre que sous des bouleaux (Fitzhugh *et al.*, 2003a).

5. Glace de ségrégation

Le gel d'un matériau humide provoque la formation de glace. Le volume de glace s'accroît aux dépens de l'eau du sol sous forme de lentilles micro et macroscopiques qui donnent au sol une structure lamellaire ou prismatique selon la texture (van Vliet-Lanoë, 1988). Les agrégats formés sont très compacts et résistants. Cependant, un gel suivi d'un évènement pluvieux peut provoquer la désagrégation de ces agrégats à la surface du sol et la formation d'une croûte superficielle. Les particules désagrégées par la pluie ou par l'eau de dégel à la surface du sol peuvent ensuite migrer verticalement et sédimenter un peu plus profondément dans le sol, sur le dessus des agrégats ou des fragments lithiques, en particulier en milieu acide (Fitzpatrick, 1956; van Vliet-Lanoë, 1995). Il se forme alors une coiffe de limons et d'argile (Ugolini, 1986). Ce mécanisme est peu actif en milieu carbonaté.

En gelant, l'eau exclut les solutés. Il reste donc une saumure riche en solutés dont le point de congélation est abaissé. Certains des ions peuvent alors être adsorbés sur le complexe d'échange. L'accumulation d'ions et de fer (taches rouille) est surtout marquée près du front de gel de la glace de ségrégation (Ostroumov, 1998). Cette redistribution des ions crée des hétérogénéités dans les horizons. La sursaturation contribue à la précipitation de carbonates secondaires sous forme de pendeloques à la face inférieure des cailloux (Ugolini, 1986 ; van Vliet-Lanoë, 1988).

6. Cryoturbation

La pénétration du gel dans un sol humide induit des phénomènes de cryoturbation. La rétraction et le gonflement différentiels des matériaux du sol entraînent des déplacements latéraux et verticaux et finalement une déformation des horizons (Harris *et al.*, 1988 ; Heginbottom, 1989). En

surface, un micro-relief indique la présence de sols cryoturbés. Cercles de pierres, ostioles, sols polygonaux sont trois exemples de « sols structurés »³. Les mécanismes à l'origine de la cryoturbation sont variés mais semblent dominés par le gonflement cryogénique différentiel (van Vliet-Lanoë, 1991). Il affecte plus particulièrement les sols limoneux (van Vliet-Lanoë, 1985). Dans ce mécanisme, lorsque l'eau du sol gèle, les matériaux gélifs exercent une pression sur les matériaux moins gélifs environnants. La présence d'un pergélisol n'est pas une condition nécessaire à la cryoturbation (van Vliet-Lanoë, 1988 ; Sokolov & Konyushkov, 1998 ; Kimble, 2004).

7. Phénomènes mécaniques

Les alternances gel-dégel provoquent de nombreux phénomènes mécaniques autres que la cryoturbation, dans les sols et les matériaux gelés. Les principaux sont la gélifraction, le soulèvement gélival, la contraction thermique. Ces mécanismes participent à la formation des sols structurés en position plane. Les versants (pente de 2 à 25° environ) sont affectés de multiples processus liés ou non à la présence d'un pergélisol : éboulis, reptation, solifluxion, fluage, rupture par décollement en sont quelques exemples. La profondeur et l'épaisseur des lentilles de glace, la fréquence des alternances gel-dégel, ainsi que l'humidité du sol et la topographie déterminent ces mouvements le long des pentes (van Vliet-Lanoë, 1988 ; Matsuoka, 2001). Ces phénomènes de versants participent à l'érosion des sols. En biome froid, l'érosion est favorisée par la sécheresse (érosion éolienne), les pluies estivales qui peuvent mettre à nu la glace contenue dans le sol qui, en fondant, peut provoquer un mouvement de masse du sol (Heginbottom, 1989).

D. Facteurs de variation locale des sols

En dehors des facteurs habituels déterminant le fonctionnement du sol, quelques facteurs stationnels peuvent avoir une grande influence sur l'activité des mécanismes. Nous étudions ici le rôle de l'exposition et du feu.

³ « Sol structuré » est la traduction du terme anglais « patterned ground »

1. Facteurs pédologiques stationnels sur les versants

L'exposition joue un rôle important sur le fonctionnement des sols de pente : elle détermine en effet la quantité de rayonnement solaire reçue par le sol, ce qui joue sur la température et l'humidité de ce sol ainsi que sur la fréquence des alternances gel-dégel. En toundra, ces caractéristiques conditionnent la profondeur du pergélisol et l'intensité de la cryoturbation, mais aussi le type de végétation (Figure I.3., Tarnocai *et al.*, 1993). Dans le Yukon, les versants Sud sont arborés (type forêt boréale) tandis que les versants Nord sont de type toundra avec un pergélisol très superficiel. La situation inverse peut être observée à basse altitude sous un climat plus aride (Mongolie, van Vliet-Lanoë, comm. pers.) : forestier au Nord, car plus humide grâce au pergélisol et steppique au sud, car plus sec. La capacité d'infiltration de la roche sous-jacente pourrait aussi influencer les écoulements d'eau et donc la nature des sols et la répartition de la végétation. Sur des terrains cultivés, comme en steppe froide, l'effet de l'exposition se ressent au niveau des rendements : ils sont plus élevés dans les versants exposés au Nord qu'au Sud (Nakonechnaya & Yavtushenko, 1989). Ceci est lié à la plus forte érosion des sols de versant Sud et au microclimat plus favorable des versants Nord pendant la période de croissance (plus humide, moins d'évaporation, moins de rayonnement). A l'orientation des versants s'ajoutent d'autres caractéristiques des pentes tels la déclivité, et la forme ; l'ensemble détermine le fonctionnement du sol à un endroit donné de la pente (Swanson, 1996). Les sols froids et humides sont souvent organiques tandis que les sols chauds et secs sont minéraux. Les caractéristiques de ces sols auto-entretiennent la persistance du pédo-climat local.

2. Effets du feu

L'incendie est un événement fréquent en forêt boréale en raison des étés chauds et secs (Czimczik *et al.*, 2003 ; Tesson, 2004). Les conséquences des incendies sont multiples. Le feu brûle la litière forestière qui isole le sol du réchauffement estival. Il modifie donc les caractéristiques thermiques des sols, provoque un abaissement du plafond du pergélisol et des effondrements thermokarstiques (Tarnocai *et al.*, 1993; van Vliet-Lanoë, 1988). Le feu provoque également à court terme une augmentation de la disponibilité des éléments nutritifs mais à long terme, il correspond à une perte en éléments inorganiques (Czimczik *et al.*, 2003). Après l'incendie, le sol nu est particulièrement sensible à l'érosion jusqu'à ce que la végétation repousse (van Vliet-Lanoë & Guillocheau, 1995). Les incendies modifient les systèmes trophiques, en particulier au niveau des

microorganismes et de la végétation (Gonzalez-Pérez *et al.*, 2004). Enfin, le feu provoque la transformation de la matière organique du sol en molécules aromatiques résistantes à la dégradation⁴. Même si les effets d'un incendie sont assez variables selon le type et l'intensité du feu, selon le type de sol et son humidité, la matière organique présente est globalement appauvrie en oxygène, ce qui la rend hydrophobe ; les acides humiques peuvent être transformés en humines et les acides fulviques en acides humiques. Dans certains chernozems, le feu pourrait être à l'origine de la couleur noire et de l'accumulation de molécules organiques récalcitrantes à la biodégradation (Schmidt *et al.*, 1999).

E. Agriculture dans les biomes froids actuels

Les biomes froids actuels sont peuplés mais généralement peu cultivés. Les populations autochtones canadiennes, scandinaves et sibériennes vivent de chasse, de pêche, de cueillette et de l'élevage semi-naturel de rennes. Mais certaines populations au Canada (Yukon, Territoires du Nord-Ouest) et en Russie pratiquent l'agriculture. La plus forte contrainte pour l'agriculture est le climat : la période de végétation est très courte et le risque de gel est élevé pendant cette période. De plus, les températures sont basses pendant la saison de végétation et la quantité et la répartition des précipitations sont défavorables aux cultures. Les céréales d'hiver doivent résister aux champignons qui attaquent les racines affaiblies par l'hiver, et le gel (mouvement, dessiccation, inondation, revêtement de glace) (Hömmö & Pulli, 1993). Les céréales les plus résistantes au froid sont : le seigle (-34°C), le blé (-25°C), le triticales (-24°C), l'orge (-19°C) (Hömmö & Pulli, 1993). Les variétés cultivées en plein champ sont nécessairement précoces, les itinéraires culturaux sont coûteux et impliquent généralement l'irrigation des cultures (Tarnocai *et al.*, 1993). En revanche, de nombreuses cultures horticoles sont menées avec succès en serre grâce à la longue durée des jours estivaux à ces hautes latitudes (plus de 20h) qui compense la brièveté de la période de végétation et permet une croissance rapide des plantes. La présence de pergélisol limite fortement l'utilisation des terres pour l'agriculture. En effet, la mise en culture de tels sols peut provoquer l'apparition de thermokarst.

⁴ Cette matière organique transformée par le feu est appelée « black carbon ».

1. Toundra

Le biome toundra semble impropre à l'agriculture. En effet, les températures requises pour la plupart des cultures (8-11°C) ne sont pas atteintes pendant une période assez longue, et les précipitations sont trop faibles (Linnell & Tedrow, 1981). L'agriculture est quasi inexistante au delà de la limite des arbres. Actuellement, les zones cultivées sont limitées à la périphérie des villes, aussi bien en Russie qu'au Canada et en Alaska. Les cultures sont alors l'orge, la pomme de terre, le chou et d'autres espèces tolérantes au froid (Annexe I.2) (Moore *et al.*, 1993). Les grains sèchent mal à cause des pluies de fin d'été. Aussi la majorité des terres agricoles est consacrée à la production de fourrage pour l'élevage. De plus, les terres cultivées sont parfois dévastées par la faune sauvage. Les troupeaux pâturent peu car leur passage induit une compaction qui provoque des phénomènes de thermokarst.

2. Zone steppique

La steppe froide continentale est un milieu propice à l'agriculture. La culture est intensive sur les terrains relativement plans, tandis que les zones plus escarpées sont dédiées à l'élevage. Dans la zone géographique correspondante au Canada, on cultive majoritairement du blé, du lin, du colza et du tournesol (Padbury *et al.*, 2002). La diversification des cultures dans les années 80 a été possible grâce à la modification des pratiques agricoles (techniques simplifiées et jachère d'été) qui conservent une plus grande humidité dans le sol et à la sélection de variétés tolérant la sécheresse. Depuis, au Canada, comme en Russie, les cultures sont très variées (Annexe I.2). La plupart des cultures sont irriguées. Si de nombreux particuliers cultivent des potagers, la production horticole à grande échelle n'est pas possible à cause de l'irrégularité de la production. L'élevage est pratiqué et diversifié : on y élève aussi bien des bovins (viande et lait) que des ovins et de la volaille.

3. Zone boréale

Au **Canada**, au moins 15 000 ha de terres sont cultivés dans les provinces du Nord (Yukon, territoires du Nord-Ouest), en zone boréale. Ces surfaces sont surtout utilisées pour la production de foin et l'élevage bovin ou équin (Hill *et al.*, 2002 ; TFA, 2000). Dans ces deux provinces, les terres cultivées sont localisées dans les vallées alluviales ou glaciaires, où les sols sont profonds. Les sols cultivés sont pauvres en matière organique, ainsi qu'en éléments nutritifs (azote, phosphore).

L'irrigation nécessaire à la germination des graines entraîne parfois la salinisation de ces sols. Cependant, cette irrigation permet de doubler ou tripler les rendements de céréales-grain. Les productions agricoles et horticoles sont très variées (Hill *et al.*, 2002) : céréales grain, céréales fourragères récoltées avant maturation des grains, fourrages, légumes de pleine terre, fruits. Les productions horticoles sont conduites en serre le plus souvent. La plupart des productions sont consommées sur place, mais d'autres (œufs) sont exportées. Les jardins potagers particuliers et les petits élevages de type basse-cour sont fréquents et participent aux productions locales. Les productions céréalières et fourragères sont consommées localement par les élevages. L'élevage peut être difficile à cause des insectes piqueurs en particulier en l'absence de vent (Tarnocai *et al.*, 1993 ; van Vliet-Lanoë, comm.pers.). Certains cours d'eau de forêt boréale (Manitoba) permettent la culture du riz sauvage (*Zizania aquatica*). En **Russie**, les productions agricoles et horticoles sont aussi variées (Annexe I.2) (Enviros, comm. pers.).

III. Sols des régions calcaires en contexte climatique froid

Dans notre travail, nous devons tenir compte des caractéristiques géologiques de la région de référence, dominée par les terrains calcaires (2^{ème} partie). Ces matériaux calcaires sont réputés donner naissance à des sols spécifiques, typiques, assez indépendants des caractéristiques climatiques. Nous présentons ici les sols de quelques régions calcaires situées en conditions plus froides que la région de référence, en suivant un gradient de précipitations efficaces croissantes : de 300 mm dans les montagnes subarctiques (Amérique du Nord) à 3000 mm dans le désert de Platé (Alpes françaises). Ce gradient correspond à une latitude de plus en plus basse puis à une altitude de plus en plus élevée. La première région présentée correspond à un climat tempéré continental, légèrement plus sec et plus froid que la région de référence. Cette région permet d'évaluer la sensibilité des processus pédologiques aux variations climatiques de faible ampleur.

A. Basses montagnes sous climat tempéré continental

Les monts Sainte Croix en Pologne sont des reliefs très érodés (300 m d'altitude) présentant quelques faciès calcaires plus ou moins purs, voire marneux, sous un climat à tendance continentale

marquée. Les amplitudes thermiques annuelles peuvent être plus importantes qu'en climat tempéré océanique, même si les moyennes annuelles sont proches des climats tempérés : TMA : 7°C à 8 °C et PMA : 600 à 700 mm. Les sols de ce plateau calcaire sont de type rendzine ou sols bruns calciques et se sont développés à partir de roches calcaires ou de matériaux d'altération relictuels de type terra fusca (PWN, 1986). La teneur en matière organique (MO) des terres agricoles est de 3 à 4 %, le rapport C/N étant toujours autour de 10. Le pH est neutre à alcalin, le complexe d'échange est généralement saturé. La surface des sols est souvent caillouteuse. Il semble que sous ce type de climat, les sols formés sur roche-mère calcaire soient semblables à ceux développés sous climat tempéré océanique.

B. Montagnes sub-arctiques

Les chaînes de montagne du Yukon (nord ouest du Canada), et de l'Alaska, comportent quelques massifs calcaires ou dolomitiques : Ogilvie range (Schreier & Lavkulich, 1985), British et Richardson range, Brooks range (Ugolini & Tedrow, 1963). Ces massifs sont situés dans la zone de permafrost continu, sous climat sub-arctique : TMA = -7 à -10°C (amplitude moyenne dans les vallées : -30°C à +12°C et -20°C à +6°C en altitude) ; PMA : 300 à 450 mm selon l'altitude et majoritairement sous forme de pluie estivale ; la période hors gel est de 130 jours (Ogilvie Range). La végétation passe d'une toundra prostrée⁵ à une forêt boréale plus ou moins clairsemée selon l'altitude et l'exposition (Smith *et al.*, 2004). Les étendues non végétalisées sont fréquentes. Les sols de ces massifs présentent une grande variété due aux processus pédogénétiques actifs ou anciens, à l'occurrence de cryoturbation et à la topographie. Des traces de brunification sont fréquentes dans les sols bien drainés. Elles sont attribuées à des périodes climatiques antérieures, plus chaudes.

- Les **crêtes** et les **fortes pentes** sont dénudées, couvertes de gélifracts (Ugolini & Tedrow, 1963).
- Dans les **pent**es, les zones de **colluvionnement**, et les zones protégées du vent et de l'érosion se développent des sols plus ou moins épais (jusqu'à 60 cm), noirs, caillouteux, apparentés aux rendzines (Ugolini & Tedrow, 1963 ; Schreier & Lavkulich, 1985). Ces sols ne présentent aucune trace de cryoturbation, en raison du bon drainage, notamment dans les pentes. Les profils sont de

⁵ Toundra prostrée : toundra où les ligneux ont un port près du sol

type Ah/C parfois recouverts par litière (5- 10 cm). Le rapport C/N de cet horizon organique est autour de 10-15. Cet horizon fibreux recouvre un horizon organo-minéral noir carbonaté (30-60 cm) où la MO est humifiée, riche en racines, caillouteux, et à pendeloques. La capacité d'échange cationique (CEC) est élevée dans tous les horizons, en relation avec la forte teneur en matière organique humifiée : 4 à 16 % de carbone organique ($C_{\text{organique}}$). Le pH est généralement neutre, parfois acide dans l'horizon organique LFH, et augmente en profondeur. Dans les sites protégés de l'érosion, la terre fine est décarbonatée et même désaturée en surface (taux de saturation S/T = 50 à 90%), parfois jusqu'à la roche. Dans les pentes, la couche active est peu épaisse, la surface des sols est alors marquée par la cryoturbation : cercles triés et non triés, bandes dans le sens de la pente.

- Au pied des falaises, les **pédiments** (glacis d'érosion accumulés au cours du quaternaire) sont relativement plus humides, moins bien drainés et permettent l'établissement d'un pergélisol proche de la surface. Dans ces conditions, les sols peuvent être cryoturbés et former des sols structurés (Smith *et al.*, 2004).

- Le **long des cours d'eau**, la couche active est épaisse : les sols développés dans des moraines sont de type Cambisol eutrique (Tarnocai *et al.*, 1993). Ces sols sont constitués d'un horizon de surface épais, fibreux, de type moder ($C_{\text{organique}} = 30\%$, C/N = 16, pH = 6,9) surmontant des horizons organo-minéraux caillouteux carbonatés, peu cryoturbés, riches en MO humifiée ($C_{\text{organique}} = 2\%$ à 60 cm, C/N = 13, pH = 7,7), contenant de la goethite.

- Les sols des **terrasses alluviales** sont variés (Smith *et al.*, 2004) : la teneur en glace du pergélisol et l'intensité de la cryoturbation dépendent de la texture des matériaux. Les sables et galets alluviaux ne sont pas cryoturbés (orthic ou humic Regosols = Régosols hapliques ou humiques). Les sols stabilisés peuvent avoir ou non un pergélisol ; en l'absence de pergélisol, les sols sont bien drainés.

- Dans les **zones humides**, de la tourbe acide recouvre le pergélisol (organic Cryosols = Cryosols histiques, BRM). Ces tourbes sont recouvertes de laïches et de sphaignes (Tarnocai *et al.*, 1993).

C. Plateau continental froid

Une partie du plateau de Sibérie centrale est constituée de roche calcaire (Leda-Aldan et Angara-Lena notamment) (Kimble, 2004). Les précipitations moyennes varient de 200 à 600 mm et les températures moyennes, de -2,5°C à -6°C. Les étendues de roche nue et de cailloux sont abondantes dans les régions les plus sèches et froides du plateau. La végétation de ce plateau est une

mosaïque de forêt boréale et de toundra. Dans les deux cas, les sols sont de deux types selon la qualité du drainage. Dans les sites bien drainés, les sols évoluent entre le Leptosol rendzique et le Cambisol eutrique, et sont le plus souvent recouverts d'une litière plus ou moins épaisse de MO fraîche. Dans certains cas, un horizon d'accumulation de calcium se forme à cause de l'évaporation estivale sous climat semi-aride. Ces sols sont généralement peu cryoturbés (bon drainage grâce à la présence de cailloux, pas de pergélisol ou couche active épaisse) sauf sous toundra avec pergélisol. Les sols mal drainés se forment dans les vallées ou en bas de pente (zone de colluvionnement). Ces sols hydromorphes sont fortement cryoturbés et peuvent former des sols polygonaux (Konyushkov, 1994). Un horizon organique épais (20cm) peut se développer en surface de ces sols.

D. Montagnes de moyenne latitude : étage montagnard humide et étage subalpin

1. Etage montagnard humide

a. Alpes françaises

Les sols décrits par Duchaufour & Bartoli (1966) à cet étage (TMA entre 8°C et 15°C), montrent que la contrainte dominante de la pédogenèse est la lenteur de la décomposition de la matière organique. Elle s'accumule sous une forme peu décomposée à la surface de la majorité des sols et favorise la décarbonatation voire l'acidification de la terre fine. Deux types de sols se forment alors selon la richesse en insolubles des calcaires sous-jacents. Sur les calcaires durs et les éboulis stables constitués d'éléments grossiers, le calcaire ne fournit pas assez d'argiles pour former le complexe argilo-humique, la MO n'est donc pas associée à la matière minérale. Un humus de type mor s'accumule pour donner un lithosol à humus brut en microclimat froid et humide. En microclimat chaud et sec, un lithosol à xéromoder se développe. Un horizon organo-minéral est parfois présent entre l'horizon organique et la roche (Gilot & Dommergues, 1967). Lorsqu'au contraire, le calcaire est riche en impuretés argileuses (éboulis riche en fines, faciès argileux), la MO s'associe à l'argile et l'on peut observer une brunification sous un mull-moder calcique (rendzine brunifiée, sol brun forestier à mull). Il y a alors souvent une certaine accumulation de litière à la surface du sol. Sous ce climat humide, les sols calcaires sont rares, ils ne sont présents que dans les éboulis mobiles, rechargés régulièrement en calcaire actif par l'amont ou sur des calcaires marneux.

b. Tatras (Pologne)

A 1100 m d'altitude, sous un climat frais ($TMA = 4^{\circ}C$) et humide ($PMA = 1400$ mm), la forêt mixte recouvre des sols de type rendzine humique (Komornicki, 1975). En surface, ces sols sont constitués d'un horizon organique fibreux (70% MO), au pH légèrement acide. Cet horizon recouvre un horizon organo-minéral grumeleux, au pH neutre, riche en éléments calcaires faisant transition avec la roche altérée. Sous forêt de résineux, l'horizon organique tend vers le mor ($pH = 4$ et $C/N = 20$ sur 60 cm) et se différencie en horizons LFH. Entre ces horizons organiques et la roche mère, l'horizon de transition a un pH neutre et est constitué par la roche désagrégée.

2. Etage alpin

a. Col du Galibier

Le col du Galibier est situé à 2550 m dans la partie moyenne de l'étage alpin (TMA inférieure à $5^{\circ}C$). Le site étudié par Duchaufour & Gilot (1966), situé dans une pente faible, est peu soumis à l'érosion. Les sols, formés sur un calcschiste, varient selon la position topographique (Figure 1.4.).

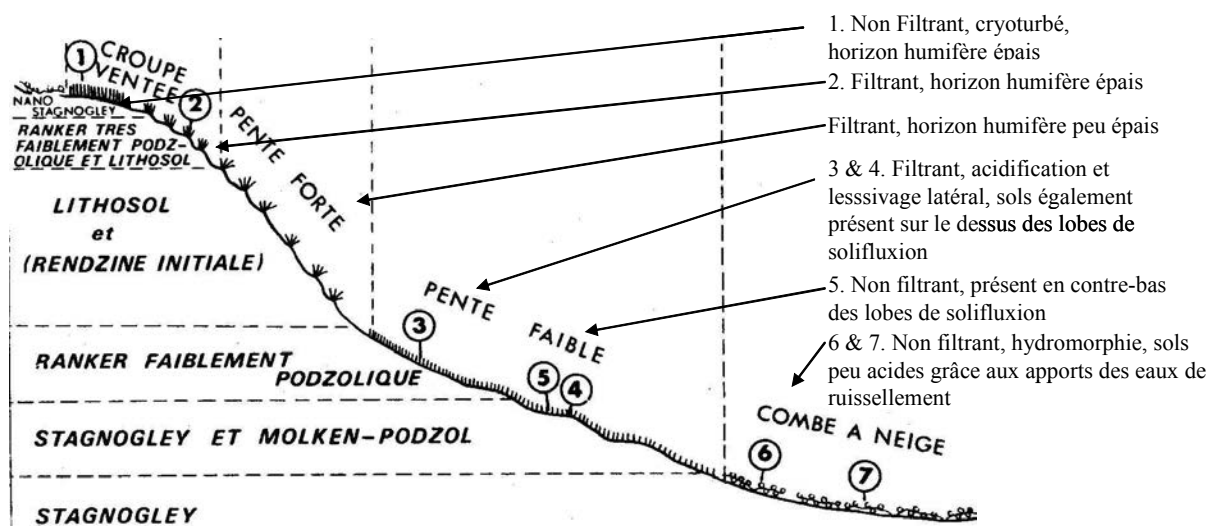


Figure I.4. Toposéquence schématique au Col du Galibier

(d'après Duchaufour & Gilot, 1966 ; complété à partir de l'article)

Deuxième partie : évolution des sols du plateau du Barrois en conditions périglaciaires

Sous ce climat montagnard humide, deux processus dominant : une légère podzolisation et l'hydromorphie. Malgré la présence d'une roche carbonatée, les sols sont fortement décarbonatés et souvent désaturés grâce à une forte pluviosité. L'excès d'eau provoque la réduction et la solubilisation du fer en surface ; mais grâce aux circulations de subsurface, il reprécipite sous forme ferrique dans les horizons réoxygénés à la base du profil (stagnogley). La cryoturbation et la solifluxion affectent les sols mal drainés. Un troisième processus fréquent est l'accumulation de MO peu évoluée : les sols sont couverts d'un humus de type moder. Le microclimat joue un rôle important : l'exposition et le vent déterminent l'épaisseur de la couche de neige, qui elle-même détermine le drainage et le gel dans les sols.

Des observations similaires (début de podzolisation, hydromorphie et accumulation de MO peu décomposée) ont été faites sur des calcaires gréseux d'un plateau du Valais suisse à 2500 m d'altitude (Spaltenstein, 1985).

b. Désert de Platé

Le désert de Platé est un plateau d'altitude situé dans le Massif du Haut Giffre en Haute-Savoie (France) à une altitude variant de 1500 à 2600 m. Les précipitations varient de 2 à 3 m par an, selon l'altitude. La température moyenne annuelle est proche de 0°C. Les calcaires sont de faciès variés (gréseux, blancs, compacts, sublithographiques à intercalations marneuses ou spathiques), diaclasés et karstifiés. La combinaison des différents faciès et des différentes surfaces karstiques constitue une mosaïque de microstations pédologiques et végétales. Les sols sont globalement de deux types (Party, 1982) : des Leptosols umbriques ou molliques (sols litho ou humo-calciques) et des Régosols de texture variée. Le reste du terrain, dénudé, est constitué des surfaces lisses du lapiaz ou de cailloux gélifractés.

La karstification joue un rôle majeur sur la couverture pédologique de ce « désert » : l'érosion empêche la formation de sol sur une grande surface et provoque l'accumulation de matériau peu évolué, pauvre en MO et légèrement brunifié dans les fissures (Régosols). Sur la dalle calcaire, l'abondance des précipitations provoque la décarbonatation complète de la terre fine des 10 cm de sol présents et parfois une légère désaturation. Certains sols sont même parfois acides (pH de 4 à 5) sous couvert de résineux et d'éricacées (Leptosol umbrique). Cependant, la plupart des sols

(Leptosols umbriques et molliques) ont un humus de type mull riche en MO humifiée (MO > 10%, C/N autour de 10) qui témoigne d'une bonne activité biologique, due à la roche-mère calcaire et à la présence d'une végétation herbacée. Les sols situés en bas de pente et formés sur des calcaires gréseux peuvent être légèrement marqués par l'hydromorphie et la podzolisation. Les sols carbonatés ne sont présents que sur les moraines calcaires qui contiennent beaucoup de calcaire actif.

E. Bilan des processus pédologiques en climat froid, sur roche-mère calcaire

Les sols décrits précédemment montrent la multiplicité des processus pédogénétiques sur matériau calcaire en région froide : décarbonatation, calcification, accumulation de MO humifiée, brunification, pseudo-gleyification et cryoturbation. Ces processus se combinent différemment selon un grand nombre de facteurs : texture, exposition, végétation, drainage, temps de formation, topographie et profondeur du pergélisol. La diversité des sols formés sur matériau calcaire a également été soulignée par Konyushkov (1994). Les exemples présentés semblent confirmer que les sols formés sur matériau calcaire sont plus diversifiés sous climat humide que sous climat sec (Konyushkov, 1994). La différenciation des profils est en effet liée au bilan entre la quantité de carbonates fournie au sol par le matériau parental ou par l'eau de ruissellement et la quantité de carbonates dissoute par les précipitations (elle-même liée au degré de fractionnement et à la porosité du matériau). La pluviométrie est donc la première caractéristique du climat qui détermine l'état de carbonatation de la terre fine et, par conséquent, la possibilité d'observer d'autres processus dans le sol. La température semble moins influencer les processus pédogénétiques que la pluviométrie : des sols comme les rendzines se rencontrent à la fois sous climat arctique et sous climat tempéré. En résumé, si le climat est froid et humide (montagnard), les sols sont décarbonatés, parfois acides, le type de sol dépend de la nature des insolubles du calcaire : formation d'un sol humo-calcaïque ou d'un humus brut de type mor, voire légère podzolisation. Si le climat est froid et sec (steppe-toundra, boréal), les sols sont le plus souvent carbonatés (éventuellement par des carbonates secondaires), mais le type de sol dépend du pédo-climat (humidité, température) et de la présence d'un pergélisol. Dans les sites bien drainés, les sols sont de type rendzine et sol brun calcaïque, peu ou pas cryoturbés, dans les sites les plus arides et les plus froids (plateaux, haut des pentes), les roches sont nues (falaises ou étendues de gélifrac). Des formes de cryoturbation apparaissent lorsque l'hydrodynamique du sol y est favorable. Dans les pentes, la solifluxion s'ajoute à la cryoturbation. Dans les deux cas, les

sols des sites mal drainés sont marqués par l'oxydo-réduction. Dans ces biomes froids, humides ou secs, il se forme souvent en surface une litière recouvrant un horizon humifère à cause du ralentissement de l'activité biologique par le froid.

IV. Propriétés chimiques de la matière organique des sols

En milieu calcaire, la matière organique apparaît comme étant l'un des constituants du sol les plus sensibles à l'influence du climat : le taux d'accumulation de la MO et le type d'humus qui est formé, traduit le fonctionnement du sol. Ces caractéristiques sont liées à la végétation, à l'activité biologique, à l'aération et à la composition élémentaire du matériau parental. La MO est un témoin des interactions sol-climat à plusieurs échelles : macroscopique (types d'humus), microscopique (ultrastructure, agrégats organo-minéraux) et moléculaire (structure chimique). Des études paléo-écologiques s'appuient sur la nature de la MO des sols et en particulier des acides humiques pour reconstituer les environnements passés (Tikhova *et al.*, 2001 ; Dergacheva, 2002). Les propriétés chimiques de la MO en font également un des constituants les plus impliqués dans le complexe d'échange et dans la rétention et le transport des éléments organiques et inorganiques dans le sol. Ces propriétés chimiques sont liées à la nature même de la MO, d'où l'intérêt de caractériser cette dernière.

A. Caractéristiques des fractions chimiques de la matière organique

Malgré l'abondance des travaux sur la MO, sa structure chimique n'est pas complètement élucidée, car il existe dans les sols une très grande variété de molécules organiques. Les molécules organiques peuvent être regroupées selon leurs propriétés chimiques, optiques ou morphologiques. La répartition du carbone dans les trois fractions acides fulviques (AF), acides humiques (AH) et humines est indicatrice du degré de transformation de la MO. En particulier, le rapport AF/AH décroît avec le degré de condensation de la MO. La différence structurale entre les AF, AH et humines est difficile à établir car ces molécules correspondent à un continuum : les premiers peuvent évoluer par polymérisation vers les autres formes tandis que les AH et Humines peuvent être décondensées en AF (Duchaufour, 2001). La composition chimique des AF et de AH a pu être

identifiée par des techniques spectroscopiques telles que la résonance magnétique nucléaire du carbone (^{13}C RMN) et la spectroscopie infra-rouge à transformée de Fourier (FTIR) (Mahieu *et al.*, 1999 ; Beyer, 1996). Les AF et les AH sont constitués de groupements aromatiques, de chaînes aliphatiques, de fonctions acides et carbonyles dont les proportions varient suivant l'origine végétale, le temps de résidence et le type d'humification (Mahieu *et al.*, 1999 ; Duchaufour, 2001). Les AF sont constitués principalement de groupements alkyles et de polysaccharides (fonction O-alkyle), partiellement oxydés en groupements carboxyles, les groupements aromatiques étant peu importants dans cette fraction (Beyer, 1996). Les AF sont donc très réactifs et largement impliqués dans le cycle des minéraux et notamment de polluants (Christl & Kretzschmar, 2001 ; Bonneau & Souchier, 1994). Les AH sont plus riches en noyaux aromatiques stables et peu solubles. Ils regroupent des polysaccharides transformés, des dérivés aromatiques de la lignine, et des chaînes aliphatiques dans des proportions variables selon les sols (Bonneau & Souchier, 1994 ; Beyer, 1996). Les caractéristiques des humines sont plus variées en relation avec la diversité d'origine de ces molécules. Elles seraient riches en longues chaînes aliphatiques et en résidus ligniniques (Beyer, 1996).

B. Rôle des organismes dans la dynamique de la matière organique dans les biomes froids

Dans les biomes froids, les basses températures associées à l'humidité constituent un milieu contraignant pour les organismes des sols. Les espèces animales se répartissent selon les conditions locales. Ainsi parmi les oligochètes, les lumbricidés ne supportent ni l'excès d'eau, ni le gel, ni les pH bas, alors que les enchytréidés s'en accommodent (Jabiol *et al.*, 1995). En revanche, quand le pédo-climat est favorable aux lumbricidés, leur forte activité masque celle des autres organismes. L'état de la MO et la structuration des sols sont différents selon la microfaune dominante : les enchytréidés⁶ dégradent moins la MO que les lumbricidés.

Dans les biomes froids, malgré les températures basses, la transformation de la MO par l'activité microbienne est continue pendant l'année, grâce à la succession de deux communautés microbiennes (Schmidt & Lipson, 2004) : l'une transforme les composés organiques de la litière, en particulier les composés phénoliques, pendant l'hiver sous la couche neigeuse, l'autre utilise l'azote libéré par la

⁶ La matière organique produite par les enchytréidés est peu biodégradable et présente un rapport C/N élevé.

nécro-masse de la communauté hivernale et les exsudats racinaires des plantes pendant la période estivale.

C. Cas des tourbes

Dans les tourbes (Histosols), l'ensemble du profil est constitué de matière organique. La formation de ces sols exige une saturation en eau toute l'année. Les conditions anaérobies empêchent alors la biodégradation de la MO qui s'accumule parfois sur plusieurs mètres d'épaisseur. La tourbe ainsi formée peut être divisée en deux niveaux : l'**acrotelme** (couche de surface où se produisent les fluctuations de la nappe phréatique) et le **catotelme** (couche inférieure en permanence sous la nappe phréatique) (Quinty & Rochefort, 2003). Les tourbes eutrophes se distinguent des tourbes acides par leur pH plus élevé, leur richesse en éléments échangeables (calcium notamment) et en azote. Cette différence s'exprime par une végétation différente et une évolution différente de la MO (Duchaufour, 1983). Dans la tourbe eutrophe, le C/N est inférieur à 20, la MO est humifiée en surface (CEC et extractabilité des AF et AH élevée), et en partie insolubilisée. Dans la tourbe acide, le C/N est supérieur à 30, l'humification est très lente. La surface est constituée de MO peu transformée (type mor). La matière organique est plus humifiée en profondeur, les composés cellulodiques ont disparu et seuls les composés ligniniques subsistent. Les deux types de tourbières évoluent dans le temps suivant les conditions hydriques locales. Lorsque la tourbière n'est plus active, i.e. quand le niveau de la nappe n'atteint plus la surface, les espèces arbustives qui peuplent le bord des tourbières gagnent peu à peu l'intérieur contribuant ainsi à accélérer son assèchement (Gunnarsson *et al.*, 2002). La matière organique peut alors être biodégradée et humifiée.

D. Dynamique de la matière organique selon les processus pédologiques

La relation entre les processus pédologiques, la quantité, l'organisation et la nature de la matière organique peut être mise en évidence aux échelles macroscopique (type d'humus) et moléculaire (fractionnement physique ou chimique). Ce lien est bien marqué dans certains types de sol. Ainsi, la brunification est associée à des humus de type mull mésotrophe, à bonne activité biologique, où les substances humiques forment des complexes argilo-humiques insolubles tandis que la podzolisation est associée à des humus acides, biologiquement peu actifs, de type mor (ce type

d'humus très acide produit de grandes quantités d'acides fulviques solubles et complexants) (Duchaufour, 1983 et 1990). Les sols intergrades entre ces deux processus (sols bruns ocreux), marqués par la migration de l'ion Al^{3+} , ont des humus de type moder. Le rapport C/N permet d'identifier la qualité de l'activité biologique des humus. Un C/N élevé (> 30) indique une faible activité, souvent associée à une végétation résistante à la décomposition (litière acidifiante), tandis qu'un rapport C/N faible (~ 10) indique une activité biologique et un taux de minéralisation importants. Dans le cas des chernozems, l'évolution de la MO est très influencée par le climat : les contrastes saisonniers provoquent la dégradation rapide des « biomolécules » (peptides et polysaccharides), tandis que les composés humiques voient leurs chaînes réduites et leurs noyaux se condenser (Duchaufour, 1990). Le taux d'aromaticité est très grand dans les chernozems (42 %) alors qu'il est de 14 % dans les sols bruns de climat tempéré.

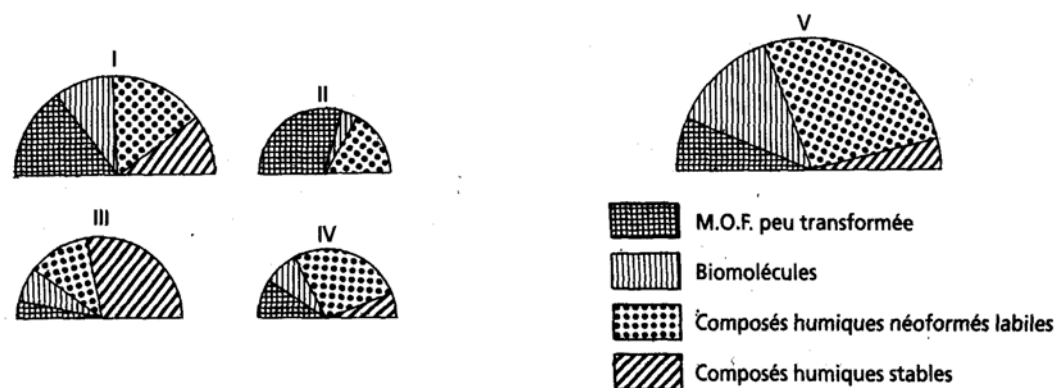


Figure I.5. Spectres biochimiques de la matière organique de cinq types d'humus

I : Mull carbonaté (12% MO), II : Moder (3% MO), III : Chernozem (8% MO), IV : Mull mésotrophe (5% MO), V : Mull andique (25% MO) (Duchaufour, 2001)

Les proportions des diverses fractions chimiques de la MO dans les sols sont spécifiques du fonctionnement de l'humus et de ses propriétés chimique et biologiques (Figure I.5, Duchaufour, 2001). Schulten & Leinweber (2000) ont montré que cette spécificité s'exprime également le long du profil, par la répartition du $C_{organique}$ dans différentes fractions granulométriques. Dans les Cambisols, le $C_{organique}$ est relativement peu abondant dans la fraction $< 2 \mu m$ par rapport aux fractions plus grossières et ce sur l'ensemble du profil. Dans les chernozems au contraire, la teneur en $C_{organique}$ de la fraction $< 2 \mu m$ est élevée et augmente avec la profondeur. Dans les Luvisols, la teneur en $C_{organique}$ total diminue fortement avec la profondeur dans toutes les fractions. Dans l'horizon illuvial,

l'essentiel du $C_{\text{organique}}$ est associé à la fraction argileuse. La répartition de la matière organique du sol est donc influencée par le pédo-climat et les processus pédogénétiques.

V. Caractéristiques du technétium et de l'iode et leur comportement dans le système sol-plante

Des isotopes radioactifs du technétium et de l'iode sont présents dans les colis de déchets radioactifs. S'ils pénètrent dans le sol, ces éléments sont susceptibles d'être transférés vers les plantes. Nous présentons ici le comportement de l'iode et du technétium dans le sol et leur transfert du sol aux plantes.

Tableau I.3. Propriétés de certains isotopes radioactifs de I et de Tc (Weast *et al.*, 1985)

Propriété - Elément	Nombre de masse	Demi-vie	Type de rayonnement	Utilisation	Energie de désintégration (MeV)
Iode	125	56 jours	Gamma	Essais en immunologie et biochimie	0,035
Iode	129	1,7.10 ⁶ ans	Beta et Gamma	Standard	Beta: 0,5; Gamma: 0,04
Iode	131	8,05 jours	Beta et Gamma	Médecine	Beta: 0,61 Gamma: 0,364; 0,64; 0,284
Technétium	95	20h	Gamma		0,84; 0,80; 0,77; 1,12
Technétium	99	211 100 ans	Beta	99m: médecine	0,29

A. Technétium

1. Propriétés générales et sources

Le Tc est un élément artificiel, un des produits de fission du l'uranium et du plutonium. Il est donc produit dans toute application de l'énergie nucléaire (production d'énergie, armes). Le Tc n'a

pas d'isotope stable, en revanche, il existe 22 isotopes radioactifs, le ^{99}Tc étant l'isotope le plus abondant. Il est issu de la fission de ^{238}U et de ^{235}U (Wildung *et al.*, 1979). L'isotope ^{99}Tc a une demi-vie supérieure à 200 000 ans (Tableau I.3). Certains isotopes du Tc sont utilisés en médecine, sous forme réduite comme marqueurs de molécules organiques. Dans les déchets de combustible nucléaire, il est sous forme TcO_4^- .

2. Comportement du technétium dans les sols

a. Rôle du potentiel d'oxydo-réduction sur la rétention du technétium dans le sol

Le diagramme de stabilité Eh-pH (Figure I.6) indique qu'en conditions oxydantes, le Tc est stable uniquement sous la forme TcO_4^- (+VII). L'oxyanion pertechnétate est très soluble et quasiment inerte. En conditions réductrices, le Tc peut être sous diverses formes chimiques, dont TcO_2 (+IV), qui précipite.

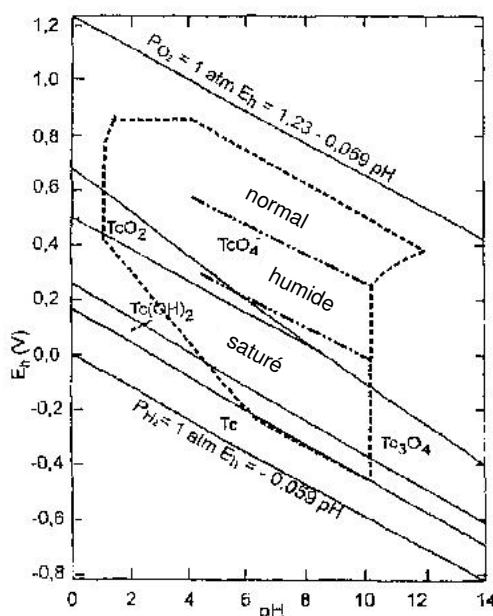


Figure I.6. Diagramme de stabilité Eh-pH du technétium

Les pointillés délimitent les conditions physico-chimiques du sol. (d'après Koch-Steindl & Pröhl, 2001 ; traduction libre de l'auteur)

Dans le sol, le Tc introduit sous forme TcO_4^- reste généralement sous cette forme jusqu'à l'occurrence de conditions réductrices (Shaw *et al.*, 2004). Les sols étant généralement chargés

négativement, l'anion TcO_4^- ne s'adsorbe pas spontanément sur les constituants. Pour cette raison, le Tc est généralement très mobile et suit les mouvements de l'eau dans le sol (Sheppard *et al.*, 1987). Schimmack *et al.* (1993) ont montré que l'intensité des événements pluvieux influence la mobilité du TcO_4^- (dans un podzol) : pour des pluies de faible intensité, le Tc est retenu dans l'horizon de surface riche en matière organique, tandis que si les pluies sont intenses, il est entraîné hors du sol (mais moins rapidement que Br^- , ce qui indique une légère adsorption du Tc sur le sol). La complexation du Tc avec des molécules organiques en conditions aérobies strictes n'est pas clairement établie. D'après Bennet & Willey (2003), en conditions oxydantes, le TcO_4^- n'est pas associé à des acides organiques solubles dans la solution du sol, pourtant Saas *et al.* (1981) ont montré que le Tc pouvait être lixivié d'un sol sous forme « organique ». Dans les sols hydromorphes (conditions réductrices), le Tc est réduit sous forme TcO_2 et peut alors former des complexes avec des composés organiques ou précipiter sous forme Tc_2S_7 ou TcS_2 (Saas *et al.*, 1981 ; Tagami & Uchida, 1999, Bennett & Willey, 2003). TcO_2 peut être réoxydé lentement lorsque les conditions sont de nouveau oxydantes (Sheppard & Evenden, 1991 ; Tagami & Uchida, 1999).

Le lien très fort entre l'adsorption du Tc et le potentiel rédox est mis en évidence par les valeurs du coefficient de distribution (K_d ⁷) mesurées dans les sols et les sédiments : le K_d est presque nul ou très faible en conditions aérobies, et prend des valeurs élevées en conditions réductrices (jusqu'à 9240 l.kg⁻¹ dans des sédiments organiques lacustres) (Sheppard *et al.*, 1990, Bird & Schwartz, 1997). Les cas où l'adsorption n'est pas nulle en conditions aérobies sont attribués à l'occurrence de microsites anaérobies où le Tc pourrait être réduit (Bennett & Willey, 2003 ; Sheppard *et al.*, 1990) ou associés à certaines propriétés des sols (texture, constituants) (§V.A.2.c).

b. Réduction du technétium par les microorganismes

Il semble que les microorganismes aérobies soient incapables de réduire TcO_4^- , en revanche certains microorganismes anaérobies participent directement ou indirectement à l'insolubilisation du Tc par réduction, dans les sédiments et les sols anoxiques (Henrot, 1989 ; Lloyd *et al.*, 2000 ; Ishii *et*

⁷ Le **coefficient de distribution** K_d = concentration de l'élément dans la phase solide/concentration dans la phase liquide à l'équilibre (unité : l.kg⁻¹)

al., 2004). Les bactéries réductrices de métaux dont font partie les bactéries sulfato-réductrices et les Fe-réductrices peuvent réduire directement le Tc (Henrot, 1989 ; Fredrickson *et al.*, 2004). Les Fe-réductrices ainsi que les bactéries dénitrifiantes favorisent la réduction abiotique du Tc (Fredrickson *et al.*, 2004 ; Abdelouas *et al.*, 2005). Une fois réduit, le Tc est précipité à la surface externe des parois membranaires mais aussi dans le périplasme (Liu *et al.*, 2002). Certains microorganismes comme les cyanobactéries et les microalgues vertes peuvent accumuler le Tc sous forme TcO_4^- (Garnham *et al.*, 1992 et 1993).

c. Autres paramètres influençant le comportement du technétium

En conditions aérobies, le Tc est généralement peu ou pas adsorbé, mais il semble que de fortes teneurs en MO puissent favoriser cette adsorption (Sheppard *et al.*, 1990). En conditions anaérobies, quatre facteurs semblent favoriser la rétention du Tc : 1°) des teneurs en argile élevées ; 2°) un pH assez bas ; 3°) des teneurs en matière organique élevées ; 4°) la présence de MO humifiée (Sheppard *et al.*, 1990, Bennett & Willey, 2003).

Plusieurs types de sols sont donc susceptibles de fixer le Tc : les sols riches en matière organique comme les tourbes (Sheppard & Thibault, 1988), les sols tropicaux, riches en oxy-hydroxydes de fer, et les sols volcaniques, dont les allophanes ont des sites d'échange électropositifs (Bennett & Willey, 2003). De manière plus générale, une partie du Tc pourrait être adsorbée dans les horizons de surface humifères des sols « minéraux », tandis que dans les tourbes, le Tc pourrait être adsorbé sur les horizons plus profonds où la MO est plus humifiée (Sheppard *et al.*, 1990). L'association du Tc et des substances humiques serait de type liaison faible hydrophobe (Maes *et al.*, 2003).

3. Transfert du technétium dans les végétaux terrestres

a. Prélèvement par les végétaux

Les végétaux prélèvent le Tc du sol sous la forme TcO_4^- (Echevarria *et al.*, 1997 ; Krijger *et al.*, 1999b ; Shaw *et al.*, 2004) et ne peuvent pas prélever les formes réduites du Tc (Tc_2S_7 ou TcO_2) présentes dans les sols hydromorphes (Sheppard & Evenden, 1991). La cinétique de prélèvement de TcO_4^- est similaire à celle des éléments nutritifs anioniques : le Tc se comporte comme un analogue d'anions tels que : NO_3^- , H_2PO_4^- , SO_4^{2-} . La compétition existant entre TcO_4^- et NO_3^- semble

indiquer que les transporteurs membranaires sont les mêmes pour ces deux anions (Echevarria *et al.*, 1998 ; Krijger *et al.*, 2000). H_2PO_4^- n'a pas d'effet sur le prélèvement de TcO_4^- par les plantes et SO_4^{2-} pourrait stimuler ce prélèvement.

Le transfert du sol aux plantes, évalué par le coefficient de transfert (CR^8) est très variable selon les conditions rédox et selon les plantes : $< 0,006$ en conditions réductrices (Sheppard & Evenden, 1991) ; de 50 à 400 en solution de culture (Coughtrey *et al.*, 1983). Ces valeurs obtenues en laboratoire sont plus élevées que le CR *in situ* (Green *et al.*, 1995 et 1996). Il est souvent observé que la disponibilité du Tc baisse avec le temps, mais Echevarria *et al.* (1997) ont montré que cette baisse de disponibilité n'était pas effective mais qu'il s'agissait en réalité d'une diminution de la production de biomasse.

b. Localisation et spéciation du technétium dans les végétaux

Une fois absorbé, le Tc est mobilisé dans la plante sous la forme TcO_4^- (Krijger *et al.*, 1999a). Il est transféré aux tiges et aux feuilles, mais pas ou peu aux organes reproducteurs (Sheppard *et al.*, 1983 ; Echevarria *et al.*, 1997). Le Tc peut être réduit dans les plantes, particulièrement dans les feuilles, soit sous forme « sulfurée », soit complexée à des composés organiques (acides aminés et protéines) (Krijger *et al.*, 1999b ; Harms *et al.*, 1999 ; Hattink *et al.*, 2003 ; Simonoff *et al.*, 2003). La complexation du Tc avec ces molécules pourrait expliquer sa toxicité chimique, dont le seuil est plus bas que celui de la toxicité radiologique.

B. Iode

1. Propriétés générales et sources

L'iode est un élément naturel de la famille des halogènes. Il existe sous forme stable (un isotope) et radioactive (32 isotopes). Certains des isotopes (^{129}I , ^{131}I par exemple) sont présents dans les carburants nucléaires usagés (liés à la production d'énergie nucléaire). D'autres (^{131}I , ^{125}I par exemple) sont utilisés en médecine. La forme la plus fréquente de l'iode dans l'environnement

⁸ CR = concentration dans le végétal / concentration dans le sol, sans unité

naturel est l'ion iodure (I^-), très stable chimiquement. La concentration en iode de l'eau de mer varie de 45 à 60 $\mu\text{g.l}^{-1}$. La teneur en iode des eaux douces est environ 0,1 à 5 $\mu\text{g.l}^{-1}$ (Coughtrey *et al.*, 1983). Les roches sont assez pauvres en iode : les roches sédimentaires contiennent 0,1 à 30 mg.kg^{-1} et sont généralement plus iodées que les roches ignées (0,001 à 0,5 mg.kg^{-1}), le manteau ayant une concentration en iode de 0,5 ppm environ (Coughtrey *et al.*, 1983 ; Muramatsu & Wedepohl, 1998). Les matériaux géologiques les plus riches en iode sont le charbon et les schistes (2 à 5 mg.kg^{-1} d'iodure), qui sont les plus riches également en matière organique (Coughtrey *et al.*, 1983). L'iodure est aussi présent en faible quantité dans l'air sous plusieurs formes (I_2 , CH_3I).

2. Teneur en iode des sols

Les sols sont généralement plus riches en iode que le matériau géologique sous-jacent (Fuge & Johnson, 1986). La teneur en iode des sols varie de 0,02 à 9,30 mg.kg^{-1} selon le type de sol et sa localisation (Coughtrey *et al.*, 1983). Les sols du littoral sont enrichis en iode par les embruns maritimes (Whitehead, 1984). Les sols les plus riches en iode sont des andosols : au Japon la teneur en iode des sols varie de 0,2 mg.kg^{-1} (rizières et sols sableux) à 150 mg.kg^{-1} (andosols) (Muramatsu *et al.*, 2004). La richesse en iode des andosols est due à la présence, de constituants minéraux à charge variable (allophanes).

3. Comportement de l'iodure dans les sols

a. Adsorption de l'iodure

Dans les sols, l'iodure est majoritairement sous forme I^- . D'autres espèces telles que IO_3^- , I_3^- , IO^- , IO_6^{3-} , H_4IO_6^- et des formes organiques sont aussi présentes dans la solution du sol (Kabata-Pendias & Pendias, 1992).

La rétention de l'iodure sur la phase solide des sols est très variable selon le type de sol : Yoshida *et al.* (1995) ont obtenu une gamme de K_d de 0,07 à 262 l.kg^{-1} pour I^- , et 0,36 à 127 l.kg^{-1} pour IO_3^- tandis que Sheppard *et al.* (1996) ont trouvé des valeurs de 6 à 1800 l.kg^{-1} pour I^- et Muramatsu *et al.* (1990), 7000 l.kg^{-1} dans des andosols. Les valeurs les plus élevées sont obtenues dans des sols riches en charges électropositives, i.e. riches en allophanes, en matière organique, ou en oxy-hydroxydes de Fe et d'Al (Whitehead, 1984 ; Yoshida *et al.*, 1995). En l'absence de ces constituants, l'iodure reste en

solution et suit les mouvements de la solution du sol : dans les sols drainants, l'iode peut être évacué par la macroporosité, tandis que dans les sols à faible macroporosité, l'iode peut migrer rapidement lorsque le sol est saturé (Fuge & Johnson, 1986).

b. Réactions abiotiques

D'après le diagramme Eh-pH de l'iode (Figure I.7), I^- est la seule forme stable de l'iode dans le sol (zone délimitée en pointillé), quel que soit le potentiel rédox. En conséquence, le potentiel rédox ne devrait pas avoir un effet direct sur la spéciation de l'iode dans les sols. Cependant, lors de l'inondation des rizières et donc de la transition de conditions aérobies vers des conditions anaérobies, I^- est rapidement désorbé de la phase solide et solubilisé sous forme I^- (Yuita, 1992). L'iode sous forme anionique (I^- et IO_3^-) est un élément globalement soluble et mobile. Ces deux anions n'ont pas exactement les mêmes affinités : IO_3^- plus soluble que I^- , s'associe avec les argiles et les oxy-hydroxydes de fer mais pas avec la MO, tandis que I^- a une très forte affinité pour la MO (Whitehead, 1984). En conditions réductrices, le fer ferreux et le sulfure de fer peuvent réduire les IO_3^- en I^- (Councell *et al.*, 1997). Le gaz I_2 réagit spontanément avec des composés aromatiques, ce qui conduit à des molécules organo-iodées (Fuge & Johnson, 1986). L'effet du pH sur la rétention de l'iode dans le sol est controversé, les résultats expérimentaux sont contradictoires (Sheppard *et al.*, 1997).

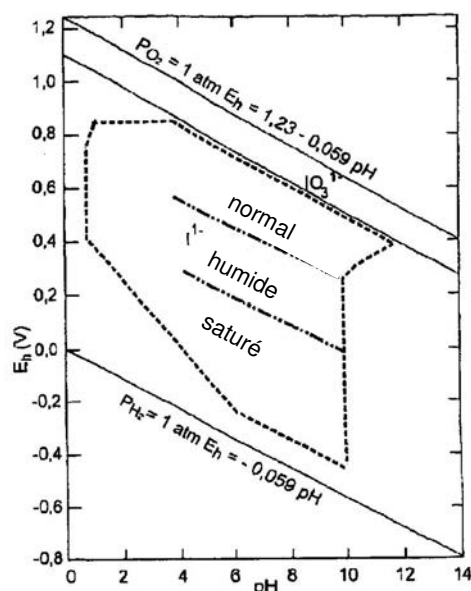


Figure I.7. Diagramme de stabilité Eh-pH de l'iode.

Les pointillés délimitent les conditions physico-chimiques du sol. (d'après Koch-Steindl & Pröhl, 2001 ; traduction libre de l'auteur)

c. Rôle des microorganismes

Le rôle des microorganismes dans la formation de composés organo-iodés est controversé (Coughtrey *et al.*, 1983). Il semble que la présence de microorganismes soit nécessaire mais pas suffisante pour fixer l'iode sur les composés organiques : des essais de stérilisation suivi de réinoculation ont montré que la structure chimique des molécules « cibles » et la présence d'exoenzymes pourraient intervenir dans la production de composés organo-iodés (Sheppard & Hawkins, 1995, Muramatsu *et al.*, 2004). Un mécanisme possible serait la production de I_2 par les microorganismes, suivie de la réaction spontanée de I_2 avec les thiols et phénols des molécules organiques (Reiller & Moulin, 2002).

Les microorganismes, les bactéries notamment, peuvent aussi produire des molécules organo-iodés tels que CH_3I (volatile) en conditions aérobies (Muramatsu *et al.*, 2004). La production de gaz organo-iodés dans les rizières lors de l'inondation des parcelles pourrait être reliée au regain d'activité microbienne et à la solubilisation massive d'iode au cours de la baisse du potentiel rédox (Muramatsu *et al.*, 2002). La volatilisation de l'iode pourrait également impliquer l'émission de gaz iodés par les plantes (Amiro & Johnston, 1989 ; Muramatsu *et al.*, 2002).

4. Transfert de l'iode dans les végétaux

a. Prélèvement par les végétaux

I n'est pas un élément essentiel pour les plantes, mais elles l'absorbent facilement. L'anion IO_3^- étant plus soluble que I^- dans les sols, ces ions sont davantage prélevés par les plantes. En conditions naturelles, la plupart des plantes terrestres (vasculaires) contiennent peu d'iode : de 0,07 à 1,2 ppm de matière sèche (Whitehead, 1984). Certaines espèces végétales contiennent davantage d'iode : les bryophytes (5 mg.kg^{-1}), les lichens, les halophytes (Coughtrey *et al.*, 1983). Les plantes aquatiques et les algues ont des teneurs en iode très élevées (10 mg.kg^{-1} pour les algues marines ; 700 mg.kg^{-1} pour les plantes d'eau douce, soit $0,4 \text{ mg.kg}^{-1}$ en poids sec (Jopke *et al.*, 1996) . L'absorption de l'iode par les plantes augmente avec la teneur en I du milieu (Coughtrey *et al.*, 1983 ; Whitehead, 1984 ; Jopke *et al.*, 1996). Le coefficient de transfert sol-plante varie beaucoup selon le type de sol et le type de plante considérés : de 0,0002 à 4,0 (Muramatsu *et al.*, 2002).

b. Localisation et spéciation de l'iode dans les végétaux

L'iode est mobile dans la plante, il est présent dans l'appareil végétatif mais pas dans les organes reproducteurs ni dans les organes de réserve (Whitehead, 1984 ; Muramatsu *et al.*, 2002 ; Oestling *et al.*, 1989). Cette répartition dépend des espèces : pour le trèfle, les concentrations les plus élevées sont trouvées dans les racines. Il semble que les feuilles âgées (sénescences ou mortes) contiennent plus d'iode que les feuilles jeunes (Whitehead, 1973 ; Cline & Klepper, 1975 ; Coughtrey *et al.*, 1983). Dans la plante, l'iode serait présente sous forme libre, *i.e.* non liée à des molécules organiques (Whitehead, 1984).

Conclusion

Dans les biomes froids, la répétition des alternances gel-dégel provoque dans la plupart des matériaux, des phénomènes tels que la cryoturbation, la gélifraction et l'éventuelle constitution d'un horizon gelé à l'année (pergélisol). La présence d'un pergélisol favorise l'oxydo-réduction tandis que la cryoturbation provoque un mélange des horizons. L'accumulation de matière organique peu décomposée est également un phénomène très répandu dans ces milieux. La toundra est dominée par des sols influencés par l'hydromorphie (Cryosols gleyiques, histiques) ; la steppe froide, au contraire, est dominée par des sols marqués par la sécheresse du climat et les grandes amplitudes thermiques (chernozem) ; la forêt boréale présente une grande variété de sols, dominée par les podzols. Cependant sur roche calcaire, les sols sont différents et dépendent du bilan de la dissolution du calcaire. En biome froid sec, les sols restent carbonatés et sont assimilables à des rendzines tandis qu'en biome froid humide, le sol est le plus souvent décarbonaté et présente une accumulation de MO humifiée (sol humo-calciq, sol brun calciq). Dans ce deuxième cas, la teneur et la texture des insolubles du calcaire mais aussi la situation topographique peuvent permettre certains processus (podzolisation sur calcaire gréseux, hydromorphie en bas de pente).

Les processus pédologiques et les caractéristiques des sols déterminent le comportement des éléments radioactifs introduits dans les sols. Les deux radionucléides étudiés, le technétium et l'iode, peuvent être retenus dans les sols par la matière organique et les oxy-hydroxydes de fer et

d'aluminium. Ils sont également sensibles aux conditions rédox. Le technétium est totalement sous forme anionique soluble dans les sols en conditions oxydantes, mais s'associe à la phase solide (notamment la matière organique) lors du passage à des conditions réductrices. La réduction du Tc peut être réalisée par des microorganismes. L'iode est stable sous forme soluble quelles que soient les conditions rédox mais peut être désorbé lors du passage de conditions oxydantes à réductrices. Il peut être adsorbé sur la phase solide (matière organique) grâce à l'activité des microorganismes, qui permettent notamment la réaction de l'iode avec des groupements phénoliques. Dans les conditions physico-chimiques correspondant à celles de la plupart des sols cultivés, ces deux éléments sont disponibles, à la fois pour le prélèvement racinaire par les plantes, et pour migrer à travers le profil dans la solution du sol. Dans le végétal, le Tc est réduit lors de réactions avec des molécules organiques. L'iode est prélevé en faibles quantités par la plupart des végétaux, sauf par les espèces aquatiques et semble rester à l'état anionique dans les plantes.

Tableau I.4. Evolution possible de sols issus de matériaux parentaux calcaires au cours d'un refroidissement climatique et conséquences sur le comportement de l'iode et du technétium

	Biome froid sec, sol mal drainé	Biome froid sec, sol bien drainé	Biome froid humide
Sol	Sol hydromorphes et/ou très organiques, sols polygonaux (Cryosols gleyiques, histiques)	Sols de type rendzine (Leptosol, Cambisol, Chernozem)	Sols humo-calciques, sols litho-calciques à mor ou à xéromoder (Leptosol) Stagnogleys, sols podzolisés (si mauvais drainage)
Processus	Accumulation de MO, oxydo-réduction, cryoturbation	Accumulation de MO, érosion, solifluxion, calcification	Décarbonatation, brunification, accumulation de MO, érosion
Matière organique	MO peu transformée	humine très évoluée, condensée	MO fraîche (mor, moder).
Iode	Insolubilisé dans les horizons humifères, et à la limite oxydant-réducteur ; soluble en milieu réducteur	Insolubilisé dans les horizons humifères, les sols organiques ou riches en sesquioxydes	Insolubilisé dans l'humus
Technétium	Insolubilisé	Mobile	Mobile, Insolubilisé dans les sols mal drainés

Deuxième partie : évolution des sols du plateau du Barrois en conditions périglaciaires

A partir de ces connaissances, une première estimation de l'évolution des sols développés sur des matériaux calcaires dans des conditions de biomes froids et du comportement du technétium et de l'iode dans ces sols, peut être envisagée (Tableau I.4). D'après Koch-Steindl & Pröhl (2001), dans les sols agricoles, les valeurs des paramètres déterminant le transfert sol-plante des radionucléides futurs ne seraient guère différentes des valeurs actuelles.

Nous proposons dans la suite une méthode pour affiner cette estimation. Cette méthode permet de connaître à la fois l'évolution des sols et les zones de mobilité ou de rétention des radionucléides à longue échéance.

Deuxième partie

**Evolution des sols d'une toposéquence typique du
plateau du Barrois en conditions périglaciaires**

Pour tenir compte des évolutions climatiques à long terme, les études de sûreté préalables au stockage en couche géologique profonde des déchets radioactifs prennent en compte une période glaciaire qui affecterait le site de Meuse/Haute-Marne. Or la région du Barrois n'a pas été englacée au cours des précédentes glaciations du Quaternaire mais a été marquée par des **conditions périglaciaires** (BIOCLIM, 2002). Les modèles climatiques semblent indiquer que pendant les prochaines périodes glaciaires, la région considérée dans ce travail sera de nouveau placée dans ces conditions. Une première approche, pour la prévision des conséquences d'une glaciation sur les sols, peut s'appuyer sur les traces des glaciations passées et sur la caractérisation des régions périglaciaires⁹ actuelles. L'absence de glacier pendant les périodes froides implique que les matériaux meubles de surface et le substratum géologique ne sont pas rabotés par la glace. Ils sont alors le lieu d'une pédogenèse active, étant directement soumis aux variations climatiques et à l'action de la végétation. Le sol se forme alors à partir des matériaux meubles de l'interglaciaire précédent et de l'altération des matériaux géologiques affleurants. Enfin, les sols des périodes interglaciaires contiennent probablement des matériaux hérités des sols développés au cours des périodes climatiques précédentes, glaciaires et interglaciaires.

Les glaciations passées ont laissé peu de traces dans la région étudiée. Leurs seules manifestations visibles sont des gélifractions, des grèzes et quelques poches de cryoturbation dans les sédiments alluviaux (Brulhet, 2003). Certains des phénomènes liés aux glaciations, tels que la présence d'un pergélisol, sont identifiés par analogie et extrapolation à partir de régions géographiquement proches du Barrois (Champagne et Vosges entre autres), et dont les matériaux ont été marqués par les glaciations (Bruhlet & Petit-Maire, 1999). Un premier scénario d'évolution de la biosphère de cette région avait été réalisé à partir de l'ensemble des analogues climatiques mondiaux, mais il ne prenait pas en compte les spécificités géologiques et topographiques du plateau du Barrois (Torre & Fauquette, 1998). Aussi sa portée reste très générale et les caractéristiques des sols décrits ne sont pas spécifiques à la région de référence et ne tiennent pas compte du contexte calcaire.

⁹ Le terme **périglaciaire** désigne dans ce document les conditions relatives à la période de glaciation, et n'est pas réservé au maximum glaciaire (pléniglaciaire).

L'**objectif** de notre travail est de **proposer un scénario de l'évolution des sols**, en tenant compte des **spécificités** géologiques et géomorphologiques de la région étudiée. Dans ce but, nous construisons une méthodologie de pédologie prospective et l'appliquons au cas particulier de la région du Barrois. Cette démarche pourrait être appliquée à d'autres régions et à d'autres types de changements climatiques. Elle s'appuie sur la recherche de **régions analogues** sur le plan géologique mais soumises à des environnements bioclimatiques différents. Ces régions sont situées en zones tempérées et boréales et leurs sols pourraient correspondre aux futurs sols de la région de référence. Cette démarche présente trois étapes. La première étape est une caractérisation des **sols actuels** de la région de référence, ainsi que de leur contexte géologique et topographique. La deuxième étape repose sur la **prospection** de biomes froids actuels, afin de déterminer les mécanismes pédologiques actifs dans ces conditions et qui pourraient affecter les sols du Barrois en climat froid. La troisième étape est la **transposition** à la région de référence des résultats obtenus sur les sols analogues, pour prévoir l'évolution des sols de cette région, en conditions froides, en fonction des processus pédologiques.

I. Description de la zone d'étude : climat, géologie et végétation

La zone d'étude (Figure II.3) se situe dans la petite région naturelle du Barrois, à la limite des départements de la Meuse et de la Haute-Marne. Les communes principales sont Joinville (5100 habitants) et Doulaincourt-Saucourt (1300 habitants). L'habitat est groupé en petits villages implantés le long des vallées. L'occupation des sols est dominée par une agriculture de type polyculture – élevage.

A. Climat actuel : période interglaciaire

Le Barrois se situe dans une zone de transition entre les influences océaniques de l'Ouest et continentales de l'Est (Rondeau & Palma-Lopez, 1991). Le climat est dit de type « océanique tempéré à tendance continentale ». Il se traduit par une répartition régulière des précipitations au cours de l'année, avec des épisodes orageux estivaux, par une forte amplitude thermique saisonnière, ainsi que par une longue saison froide. La moyenne annuelle des précipitations varie de 850 à 1100 mm suivant les localités, le plateau étant plus arrosé que les vallées. Les températures moyennes annuelles oscillent autour de +9°C. Le nombre de jours sans gel est de

270 jours en moyenne. L'hiver est long et humide, avec de nombreuses gelées mais de faibles chutes de neige. Le printemps est bref et assez sec et présente un risque notable de gelées tardives. L'été est moyennement ensoleillé avec des orages susceptibles de provoquer des précipitations de forte intensité.

B. Géologie

Le « **Barrois** » désigne un **plateau calcaire** bordé à l'Est et au Sud par la côte des Bars, et s'abaissant à l'Ouest vers la Champagne humide (Figure II.1). La côte des Bars domine la vallée de la Meuse à l'Est et celle de l'Ornain plus au Sud. Les couches géologiques de la région font partie de l'auréole sédimentaire du Bassin Parisien.

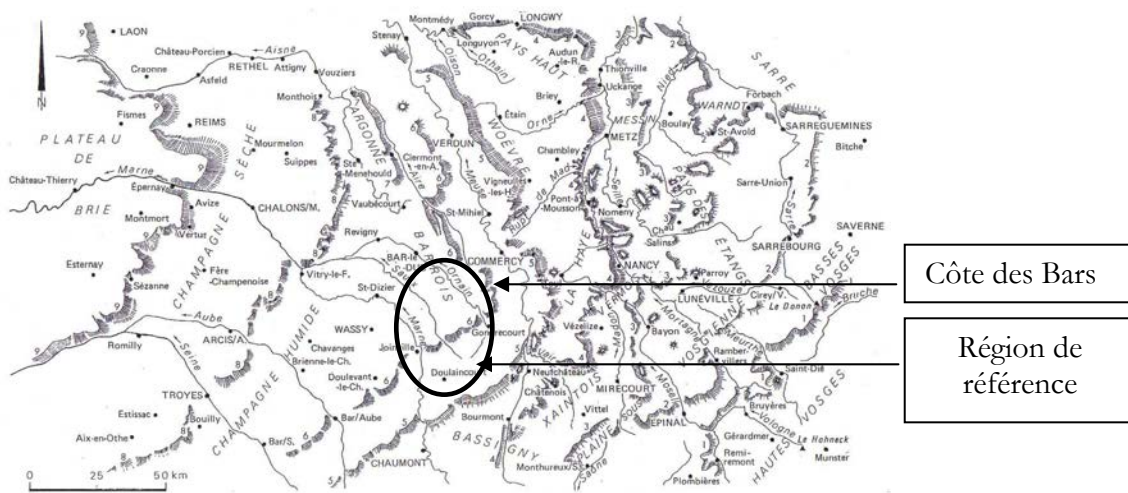


Figure II.1. Morphologie, réseau hydrographique et régions naturelles de la Lorraine-Champagne. Localisation du Barrois et de la région de référence.

(Hilly & Haguenauer, 1979)

Quatre étages affleurent (Service de la carte géologique de la France, 1962a et 1962b, 1965 ; BRGM, 1970 ; Andra, 2001 et 2005) :

- Le **Valanginien** (Crétacé inférieur, 140-135 millions d'années (MA)), constitué de sables plus ou moins argileux riches en fer et en plaquettes ferro-manganiques de taille centimétrique à décimétrique. Il est présent dans le secteur Nord-Est de la région d'étude. Dans le secteur cartographié, l'épaisseur de cet étage est de quelques mètres. Le début du Crétacé, 145-140 MA (Berriasien) n'est pas présent, cette lacune de sédimentation correspond à une régression marine.

- Le **Tithonien** (Jurassique supérieur, 152-145 MA), épais de 120 m, se présente sous l'aspect de bancs décimétriques de calcaire massif (98 % de calcite) alternant avec des lits marneux (70 % de calcite) centimétriques. Le faciès du calcaire est majoritairement sublithographique mais parfois oolithique ou lumachellique. A proximité de la surface, les bancs calcaires sont gélifractés. Le Tithonien affleure dans la moitié du secteur d'étude et il est présent à faible profondeur sous le Valanginien.

- Le **Kimméridgien** (Jurassique supérieur, 154-152 MA), constitué de trois niveaux marneux (15-40 m chacun) alternant avec deux niveaux calcaires (10-15 m chacun) (Figure II.2), La puissance totale de cet étage est de 110 m. Les marnes sont plastiques et peu altérables chimiquement mais sont sensibles à l'érosion. Les niveaux calcaires sont similaires à ceux du Tithonien mais sont plus riches en impuretés.

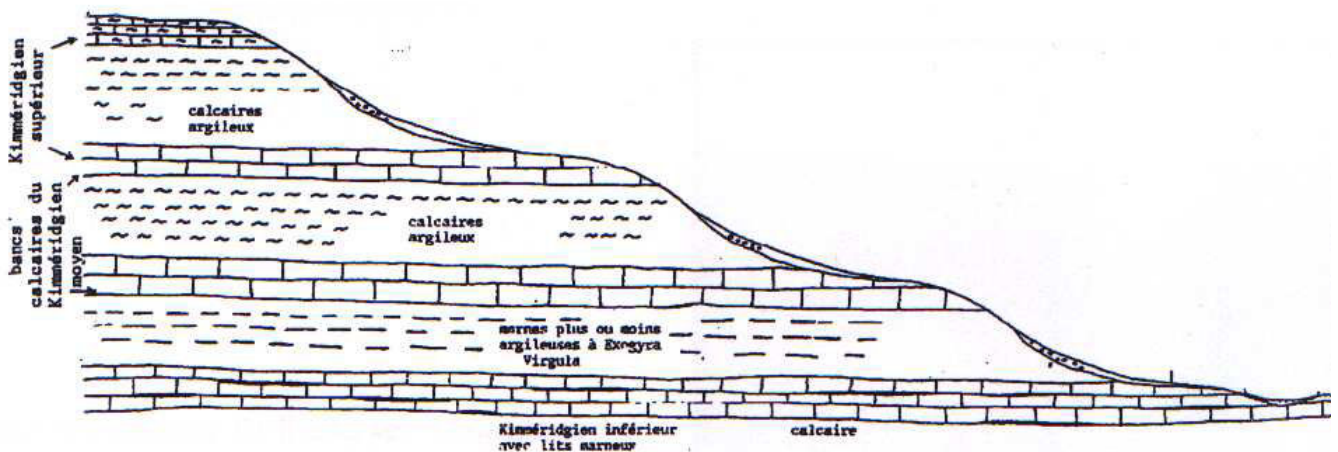


Figure II.2. Coupe schématique des coteaux du Kimméridgien montrant l'alternance de bancs calcaires et marneux

(Rondeau & Palma-Lopez, 1991)

- L'**Oxfordien** (Jurassique supérieur, 157-154 MA), constitué de calcaires de faciès plus ou moins marneux variés, il n'affleure que dans le Sud-Est du secteur de référence (Côtes de Meuse). La puissance totale de cet étage est de 240 m.

Les couches géologiques sont subhorizontales avec un léger pendage vers l'Ouest. Le plateau calcaire est karstifié. Le karst est constitué de structures karstiques anciennes dont certaines sont encore fonctionnelles et d'autres, plus récentes, qui traduisent l'activité actuelle du karst (Jaillet, 2000). Les roches citées ci-dessus n'ont pas subi de mouvements tectoniques notables mais les

calcaires sont diaclasés et ont subi une gélifraction intense au voisinage de la surface pendant les périodes glaciaires.

C. Géomorphologie – Occupation du sol

Les paysages actuels du secteur d'étude, tels que nous les avons observés sur le terrain, peuvent être répartis en quatre types, modelés sur la géologie et sur la géomorphologie locale :

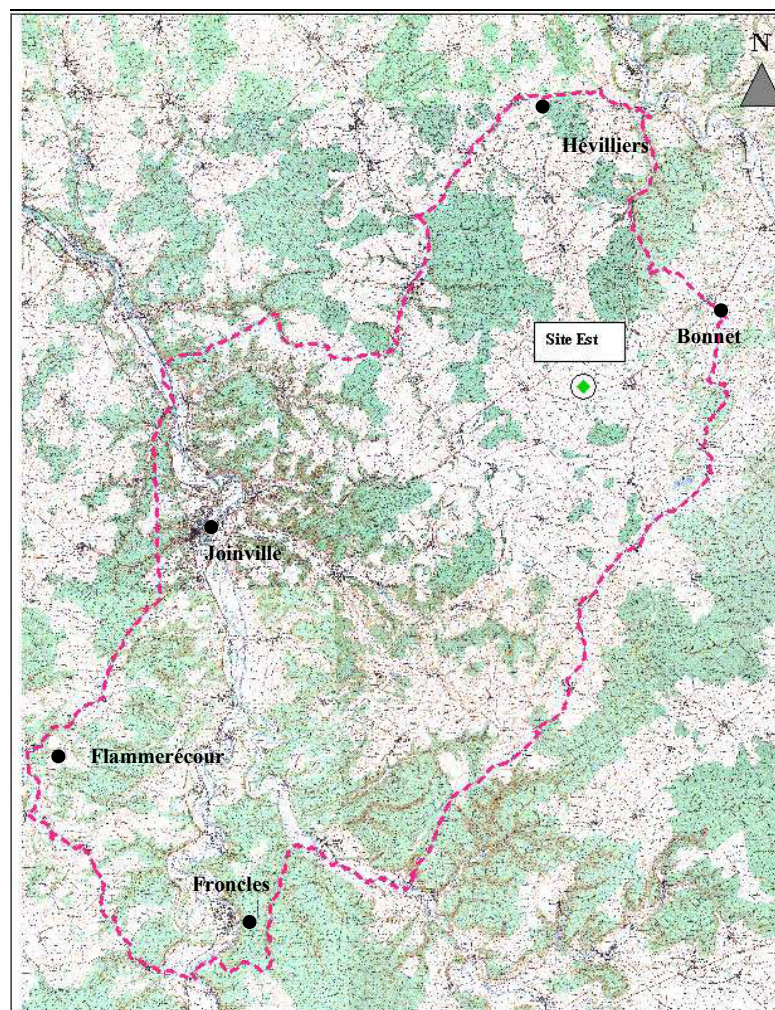
- le **plateau Tithonien**, parcouru de multiples thalwegs (vallons secs) ; le relief y est peu marqué, les pentes sont faibles et son altitude varie de 300 à 400 m. Ce dernier est aujourd'hui dévolu aux grandes cultures. Les sols les moins productifs (sols superficiels sur calcaire ou sols acides sur sable) sont mis en prairies ou boisés. Le plateau est bordé à l'Est par les coteaux et replats du Kimméridgien, qui présentent un relief plus accentué ;
- les **vallées étroites** qui entaillent le calcaire dur du Tithonien. Les versants de ces vallées sont le plus souvent boisés. Les fonds de vallées, inondés irrégulièrement sont occupés par des prairies. Certaines parcelles non inondables sont cultivées.
- les **vallées larges** creusées dans les marnes du Kimméridgien. Le paysage actuel est ouvert : cultures sur les pentes et prairies dans les fonds et sur les flancs humides liés à la présence de suintements d'eau (Figure II.3.) ;
- les vallées alluviales très profondes des **cours d'eau majeurs** : la Marne et le Rognon. Le lit majeur est actuellement cultivé, sauf les parcelles les plus proches du cours d'eau.



Figure II.3. Aspect général du Barrois. Les affleurements calcaires du Kimméridgien sont visualisés par la différence de couleur (maturité) des cultures.

II. Méthodologie : état actuel des sols et étude de sols analogues

La connaissance des sols actuels étant essentielle à la compréhension des mécanismes d'évolution des sols futurs, nous avons d'abord cartographié les sols de la région d'étude. Nous avons ensuite défini l'ensemble des critères nécessaires pour sélectionner les régions analogues. Enfin, à l'aide de ces critères, nous avons recherché et échantillonné des sols sur substrat analogue dans des régions froides actuelles. Nous avons approfondi l'étude de la matière organique de ces sols, car elle est à la fois un constituant du sol sensible au climat et un facteur de la rétention des radionucléides étudiés.



échelle : 1cm → 3,3 km

Figure II.4. Contours de la région de référence

Fond de carte IGN (Paultre, 2002)

A. Cartographie de la couverture pédologique actuelle

1. Délimitation de la région de référence

La région de référence (Figure II.4), objet de l'étude prospective, inclut le site du laboratoire Meuse/Haute-Marne, ses environs et la zone d'influence des exutoires des aquifères locaux. Ce périmètre est nécessaire pour prendre en compte les différents types de matériaux géologiques et de paysages présents aux environs du site et l'irrigation possible des cultures du plateau à partir de l'eau des aquifères. Ceci justifie que les plateaux soient inclus dans l'étude, en plus des vallées inondables.

2. Cartographie et analyses

La carte a été levée selon la méthode de cartographie raisonnée qui procède par extrapolation à partir d'observations ponctuelles. Les échantillons de terre ont fait l'objet de plusieurs types d'analyses : 1°) analyses physico-chimiques (§II.D.1) pour tous les horizons de tous les sols ; 2°) analyses minéralogiques (§II.D.2) pour un profil complet et les horizons de surface de trois sols représentatifs des matériaux et des processus pédologiques locaux (les sols alluviaux étant constitués de matériaux allochtones, leur minéralogie n'a pas été analysée) ; 3°) analyses de la matière organique (§II.D.3) pour 4 horizons de surface.

B. Définition et méthode de prospection des régions analogues

1. Modélisation de l'évolution future du climat

Les scénarios climatiques utilisés par l'Andra dans ses analyses de sûreté sont les résultats de modélisation à l'échelle du globe et à l'échelle régionale pour le site Meuse/Haute-Marne, menée dans le cadre d'un projet européen « BIOCLIM¹⁰ ». Dans ce cadre, des modèles climatiques sont développés pour simuler au mieux les variations climatiques futures à long terme en fonction de la teneur en CO₂ de l'atmosphère. Parmi les scénarios considérés, les deux extrêmes correspondent d'un côté à une évolution naturelle de la teneur en CO₂ et de l'autre, à une augmentation maximale de cette valeur, en relation avec la consommation de la totalité des

¹⁰ BIOCLIM (2001 à 2004) est un programme européen qui a développé une méthodologie pour évaluer l'impact des changements à long terme de l'environnement sur la sûreté du stockage de déchets radioactifs en couche profonde. La coordination de ce projet a été assurée par l'Andra.

énergies fossiles. La prochaine période glaciaire devrait survenir d'ici 50 000 à 170 000 ans, selon le scénario envisagé (Texier, 2003).

2. Caractéristiques des biomes froids périglaciaires

Les caractéristiques floristiques et climatiques des biomes prévus par les modélisations climatiques sont connues par comparaison avec les biomes équivalents passés (reconstitution paléo-climatique) et actuels. Cependant, les biomes des conditions périglaciaires passées n'ont pas d'équivalent exact parmi les biomes actuels. La reconstitution de la végétation passée repose donc sur celle des biomes actuels correspondant le mieux aux résultats des données de palynologie et des paléosols (van Vliet-Lanoë, 2005). Les données paléo-écologiques obtenues dans des tourbières proches de la région d'étude indiquent la succession répétée de trois types de biomes majeurs depuis le dernier interglaciaire (Eémien : 126 000 à 110 000 ans BP) : **tempéré, boréal et steppe-tundra** (Keller, 2001 ; Andrieu-Ponel *et al.*, 2003 ; Texier & Leclerc-Cessac, 2004). La steppe arctique est sans doute le meilleur équivalent actuel du biome steppe-tundra passé (van Vliet-Lanoë, comm. pers). Les caractéristiques climatiques indiquées par le programme BIOCLIM pour les biomes froids sont plus humides et légèrement plus chauds en moyenne que les indications paléo-climatiques et naturalistes (Tableau II.1 ; Texier & Leclerc-Cessac, 2004). La base de données (TERRA) a permis à Torre & Fauquette (1998) d'identifier les sols typiques des biomes froids actuels. Selon eux, dans les forêts boréales analogues actuelles, les sols sont majoritairement des podzols et des Leptosols. En steppe arctique et en tundra, les sols majoritaires seraient des Leptosols, des Gleysols et des Cambisols. Ces types de sols ont été obtenus sans tenir compte des matériaux et des situations topographiques spécifiques de la région référence.

Les périodes de transition d'un biome à un autre sont des périodes de déséquilibre pendant lesquelles la végétation et les sols évoluent plus lentement que le climat. Temporairement, le biome ne correspond donc plus au climat en cours. Ces périodes de déséquilibre provoquent des phénomènes d'érosion intense avec, notamment dans les vallées, l'évacuation de matériel géologique (van Vliet-Lanoë & Guillocheau, 1995 ; Texier & Leclerc-Cessac, 2004 ; Andra, 2005). En dehors de ces périodes de transition, le climat est relativement stable et l'érosion est limitée. Nous considérons ici les états climatiques stables uniquement.

Tableau II.1. Caractéristiques climatiques des biomes périglaciaires

(d'après Texier & Leclerc-Cessac, 2004)

Biome	Forêt boréale	Steppe-Toundra
Caractéristiques		
TMA (°C)	3°C	-2,6°C
TME (°C)	10°C	6°C
TMH (°C)	-2,3°C	-10,3°C
DT 0°C	5 mois	8 mois
AAT	13,5°C	20°C
PMA-KT (mm)	650 [500 à 800]	700 [450 à 1000]
PMA (mm)	[400 à 650]	< 400

TMA : température moyenne annuelle ; TME : température moyenne estivale ; TMH : température moyenne hivernale ; DT 0°C: durée de la période où la température moyenne est inférieure à 0°C ; AAT : amplitude annuelle des températures moyennes ; PMA-KT : précipitations moyennes annuelles, estimations BIOCLIM (classification Köppen/Trewartha) ; PMA : précipitations moyennes annuelles, estimations naturalistes

3. Définitions des analogues

Dans la suite du document, nous emploierons le terme « **analogue** » pour désigner différents éléments géographiques. Les analogues géologiques sont des régions où affleurent, au moins localement, des roches de même lithologie que celles de la région de référence. Les analogues climatiques sont les régions où l'on trouve actuellement les conditions climatiques et la végétation des biomes froids qui pourraient exister dans la région de référence en conditions périglaciaires. Les **régions analogues** sont à la croisée de ces deux analogies : elles possèdent, d'une part, une biosphère de type « froid » et d'autre part, une géologie ainsi qu'une topographie similaires au plateau du Barrois (des paysages type « alternance plateau calcaire/vallée »). Enfin les **sols analogues** sont les sols rencontrés dans ces régions analogues.

4. Critères de sélection des régions analogues

La connaissance de l'évolution des **climats** permet de choisir des analogues climatiques. Les autres facteurs à prendre en compte pour choisir les régions analogues sont la **géologie** et la **topographie**. A l'échelle de temps considérée, la topographie et la géomorphologie de la région d'étude devraient évoluer dans le sens d'un lent recul du front de côtes et d'un démantèlement partiel des matériaux géologiques à l'affleurement. Cependant, même dans les hypothèses d'érosion et de dissolution maximales des roches, le plateau du Barrois devrait rester similaire à ce qu'il est actuellement (Andra, 2005). Les modèles d'érosion et les études géomorphologiques

montrent que les marnes du Kimméridgien n'affleuraient pas avant 400 000 ans à l'endroit précis du site de Meuse/Haute-Marne.

Dans ces conditions, les **régions analogues** absolues sont des zones de plateaux constitués de calcaires massifs durs, karstifiés, fissurés, peu poreux surmontant des terrains marneux, et recouverts partiellement de terrains sablo-argileux, soumises à un climat froid et sec tel que ceux définis dans le paragraphe précédent. Cette définition étant très restrictive, d'autres régions peuvent être étudiées si elles présentent des similarités avec la région d'étude, notamment en ce qui concerne la composition chimique des matériaux parentaux. En particulier, les roches calcaires étant majoritaires dans la zone d'étude, la recherche de régions analogues a privilégié les régions dans lesquelles affleurent des calcaires durs ou d'autres matériaux calcaires ou apparentés.

5. Méthode d'échantillonnage

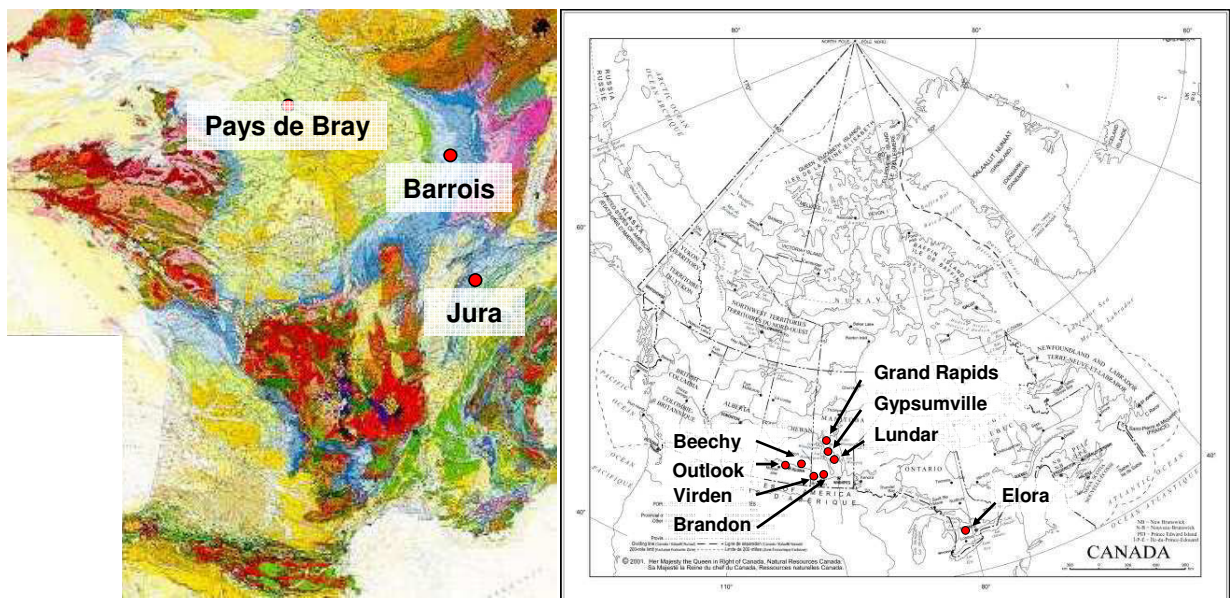
a. Prospection des régions analogues

La recherche de régions analogues est ciblée sur l'hémisphère Nord, du fait de la faible surface de terres émergées dans l'hémisphère Sud. Dans l'hémisphère Nord, les biomes froids actuels coïncident souvent avec les anciennes **zones d'influence périglaciaire** ou **glaciaire** (dépôt de loess, moraines, lacs glaciaires) ou avec des **zones montagneuses**. Dans les premières, les roches locales massives ont été recouvertes de matériaux exogènes de compositions (minéralogique et texturale) variées dont l'organisation spatiale est liée au fonctionnement des glaciers (moraine) ou à la source de matériaux (loess). Dans les secondes, les roches sont fortement tectonisées, fracturées et présentent un pendage variable, mais surtout le climat est souvent plus humide que celui des biomes périglaciaires (§II.B.2). Les matériaux parentaux sont donc différents du calcaire massif typique de la région d'étude et le climat est dans certains cas différent de celui des biomes froids définis. En particulier, nous utiliserons les caractéristiques des sols de steppe froide continentale pour estimer celles de la steppe-toundra en se fondant sur les similarités entre ces deux biomes. Nous avons sélectionné les régions qui se rapprochent le plus des régions analogues idéales en privilégiant les **climats plus froids** (indépendamment de la pluviométrie) que celui de la région de référence et la présence de **calcaire dans le matériau parental** (indépendamment de la lithologie). Le calcaire joue en effet un rôle particulièrement important dans la pédogenèse des sols actuels de la région de référence en particulier et dans l'évolution des sols en général.

Malgré les écarts entre les régions prospectées et les régions analogues absolues, les sols étudiés aident à la compréhension des relations entre les processus pédogénétiques et le climat. Les régions analogues ont été prospectées le long de transects climatiques afin de recouper deux gradients : température et/ou aridité. De plus, nous avons validé la méthode en étudiant le cas d'une région calcaire soumise au même type de climat que celui du Barrois. Ce cas permet aussi de confirmer les processus pédogénétiques spécifiques des roches mères calcaires sous climat tempéré.

b. Localisation et climat des régions sélectionnées

En fonction des critères précédents, cinq régions analogues ont été retenues (Figures II.5 a et b). Deux régions ont été prospectées en France en dehors de la région de référence : le pays de Bray, en climat **tempéré océanique**, et le Jura, en **climat montagnard**. Le Jura est pris comme exemple des autres régions analogues montagneuses (Alpes, Carpates,...), toutes caractérisées par une topographie montagneuse, des calcaires plissés, fissurés et un climat très humide. Les trois autres régions ont été sélectionnées au Canada : climat **tempéré continental** en Ontario, climat **sub-arctique** au Manitoba (biome boréal) et **continental froid** au Saskatchewan (biome de steppe froide continentale).



Figures II.5 a et b. Localisation des sites échantillonnés en France, y compris la région de référence, et au Canada

(www.brgm.fr ; <http://atlas.gc.ca>)

Les données de pluviométrie et de température de ces régions (Tableaux II.2. et II.3) ont été obtenues auprès de stations météorologiques. L'évapotranspiration potentielle (ETP), en revanche, a été calculée à l'aide de la formule de Turc (Turc, 1961) pour les stations pour lesquelles on dispose de données sur l'insolation (9 sites). Le bilan hydrique climatique annuel « P - ETP » est la somme des bilans hydriques mensuels (P – ETP quand cette valeur est positive, zéro sinon). Les diagrammes ombrothermiques des différents sites sont fournis en annexe II.1.

Tableaux II.2 et II.3. Données climatiques des sites échantillonnés

(sources : Météofrance et www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca)

Stations climatiques	Références des profils	Température moyenne annuelle (°C)	Température minimale moyenne (°C)	Température maximale moyenne (°C)	Température moyenne de janvier (°C)	Température moyenne de juillet (°C)
<u>Biome boréal (Canada)</u>						
Grand rapids	B1p, B1c	-0,7	-6,2	4,8	-21,8	17,7
Gypsumville	B2s, B2p, B2c	0,7	-4,9	6,3	-20,7	18,0
Lundar	B3s, B3p, B3c	1,9	-3,9	7,7	-18,1	18,3
<u>Biome steppe froide (Canada)</u>						
Brandon	S1s, S1p, S1c	1,9	-4,3	8,1	-18,0	18,4
Virten	S2c, S2s	2,8	-3,0	8,6	-16,7	19,0
Outlook	S4c, S3c, S3p, S3s	3,4	-2,4	9,2	-15,0	18,6
Beechy	S5s, S5c	3,7	-2,4	9,8	-13,9	18,6
<u>Biome tempéré (Canada)</u>						
Elora	TC1s, TC1p, TC1c	6,3	1,8	10,8	-8,0	19,7
<u>Etage montagnard (Jura)</u>						
Bonnevaux	M1p, M1c	7,7	2,5	12,8	0,3	16,0
Labergement	M2p	7,8	2,1	13,5	-0,2	16,3
Cerniébaud	M5p, M6p, M4p	7,0	2,9	12,3	0,6	15,6
Combe Noire	M3ph, M3pb, M3c	5,8	-3,1	14,8	-1,8	13,5
<u>Biome tempéré (Pays de Bray)</u>						
Tille	TO2s1, TO2p1, TO2c1, TO3p	10,8	6,7	15,0	4,0	18,4
Formerie	TO2s2, TO2p4, TO2p3, TO2c4, TO2c3	10,1	6,1	14,1	3,2	17,5
<u>Biome tempéré (Barrois)</u>						
Chaumont-sur-Aire	TB2sr, TB2sbf, TB2sbc, TB2p, TB3p, TB3c, TB2c1, TB2c2	9,1	4,5	13,7	1,3	17,1

Deuxième partie : évolution des sols du plateau du Barrois en conditions périglaciaires
B. Méthodologie : étude de l'état initial et recherche d'analogues

Stations climatiques	Altitude (m)	Précipitations moyennes annuelles (mm)	Précipitations moyennes en janvier (mm)	Précipitations moyennes en juillet (mm)	Nombre de jours hors gel	ETP (Turc)	P-ETP _{Turc}
<u>Biome boréal (Canada)</u>							
Grand rapids	223	474	20,9	54,9	NC	570	137
Gypsumville	265	418	22,1	63,6	NC		
Lundar	267	473	14,7	66,6	NC	636	102
<u>Biome steppe froide (Canada)</u>							
Brandon	409	472	18,0	75,8	162	575	96
Virden	445	474	21,3	66,1	169		
Outlook	541	338	13,9	57,1	175	657	70
Beechy	660	354	15,0	62,6	172	686	71
<u>Biome tempéré (Canada)</u>							
Elora	418	939	69,8	83,9	205	682	428
<u>Etage montagnard (Jura)</u>							
Bonnevaux	840	1858	140,6	150,0	235		
Labergement	880	1494	111,3	124,9	226	573	945
Cerniébaud	968	1965	149,6	149,7	239		
Combe Noire	1030	1965			186		
<u>Biome tempéré (Pays de Bray)</u>							
Tille	106	743	57,0	52,0	316	681	272
Formerie	226	1005	91,9	66,8	313		
<u>Biome tempéré (Barrois)</u>							
Chaumont-sur-Aire	250	976	90,8	75,0	NC	650	451

a. En France : Jura et Pays de Bray

Le climat du **pays de Bray** est de type tempéré à tendance océanique, caractérisé par une TMA de 10°C et une PMA de 800 mm. Le climat de cette région est très similaire à celui de la région de référence (§I.A). Les températures sont légèrement plus élevées que dans le Barrois. Les pluies sont réparties sur toute l'année mais la hauteur varie d'un mois à l'autre. La hauteur annuelle des précipitations est globalement la même que dans la région de référence. Comme dans le Barrois, les plateaux sont plus arrosés (1000 mm à 200 m d'altitude) que les vallées (700 mm à 100 m d'altitude).

Dans le **Jura**, l'étage climatique retenu est l'étage montagnard. Avec l'altitude, les températures moyennes diminuent d'environ 0,6°C par 100 m et les précipitations augmentent d'environ 100 mm de PMA par 100 m. Le climat y est plus humide et plus froid que dans la région de référence. Les combes ont un climat plus rigoureux en raison de l'accumulation des masses d'air froids dans les fonds. L'intensité du froid est liée à la topographie et à la disposition locale de la végétation. La neige y persiste longtemps (plus de 5 mois), il peut y geler tous les mois de l'année. On y observe le phénomène d'inversion de température entre le fond de la combe non boisé (amplitude thermique plus grande) et les versants boisés ainsi qu'une relation directe entre le type de végétation et le microclimat stationnel (Tan, 1983).

Le climat de la région sélectionnée en **Ontario** est relativement proche de celui de la région de référence (**tempéré continental**). Il est aussi humide (PMA de 941 mm) et les précipitations y sont réparties assez régulièrement tout au long de l'année. En revanche, les températures sont plus basses (TMA de 6,3°C), les contrastes saisonniers de température sont plus marqués et un cinquième des précipitations tombe sous forme neigeuse. La période sans gel dure 200 jours. Le matériau parental est une moraine glaciaire dolomitique de texture grossière.

Le biome boréal a été étudié dans le secteur du **Manitoba**, dont le climat est de type **sub-arctique**. Il fait beaucoup plus froid (TMA entre 0°C et 2°C) et les précipitations sont plus faibles que dans la région de référence (PMA autour de 450 mm). La saison sans gel est courte : 4 à 5 mois. Du Sud au Nord, les précipitations diminuent légèrement, les températures baissent et la durée de la période sans gel diminue. Dans cette région, les matériaux de surface sont majoritairement de la moraine dolomitique. Cependant, par endroits, la roche sous-jacente, souvent carbonatée est proche de la surface. Les deux types de matériaux influencent alors la pédogenèse.

La région de steppe froide continentale prospectée englobe le **Sud-Est du Manitoba** et le **Sud de la Saskatchewan**. Le climat est sec et froid (**continental froid**). Il devient plus chaud et plus sec de l'Est vers l'Ouest. Dans l'ensemble, il est beaucoup plus froid (TMA entre 1,9 et 3,7°C) et plus sec (PMA de 474 à 338 mm) que celui de la région de référence. La période sans gel est plus longue qu'en climat sub-arctique. Cette région climatique est caractérisée par une dessiccation estivale intense (bilan hydrique annuel : 70 mm), ainsi que par de grandes amplitudes de température journalières et saisonnières. La topographie générale est « ondulée » et les reliefs sont peu accentués (collines). Des matériaux morainiques épais très calcaires, de texture variable mais majoritairement limoneux (« till glaciaire limoneux calcaire ») constituent le matériau parental.

Les régions froides sélectionnées sont situées dans les hautes latitudes (régime d'ensoleillement spécifique) et à l'intérieur des continents. La région de référence est au contraire relativement proche de la mer et à plus basse latitude et restera assez proche de ces conditions au cours de la glaciation. Ces deux paramètres, qui peuvent influencer l'évolution des sols via le climat, ont été pris en compte dans les modélisations de BIOCLIM et donc au niveau de la définition des biomes froids.

c. Echantillonnage des sols

Vu l'importance de la topographie dans la formation de certains sols, et son rôle dans le fonctionnement hydrodynamique de la couverture pédologique, les régions analogues sont abordées par **toposéquence**. Cette approche permet de rencontrer des capacités d'infiltration et de drainage différentes ainsi que des zones d'accumulation d'eau en bas de pente. Chaque toposéquence est donc échantillonnée en trois positions topographiques (ou moins si la géologie ou la topographie ne le permet pas) : sommet, pente (bon drainage) et thalweg (bon ou mauvais drainage). Aussi souvent que possible, le sol est prélevé en milieu agricole (prairie ou champ), en sachant qu'un drainage artificiel a pu modifier le fonctionnement hydraulique des sols. On se place, en effet, dans un scénario d'évolution où le transfert à l'Homme de radionucléides se fait par ingestion d'aliments et donc via les plantes cultivées. Il s'agit donc de s'approcher au mieux des conditions agricoles potentiellement concernées par ce scénario. Une fosse est creusée pour chaque partie de la toposéquence ; le profil est décrit et ses horizons sont échantillonnés. L'horizon A1 organo-minéral est pris comme horizon de surface quel que soit le couvert végétal et l'épaisseur de la litière. Les analyses physico-chimiques courantes sont réalisées sur tous les échantillons (§II.D.1). La matière organique est étudiée de manière approfondie sur certains échantillons plus humifères (§II.D.3), représentatifs de l'ensemble des régions analogues prospectées. La nature de la matière organique est en effet l'une des propriétés du sol les plus dépendantes et caractéristiques des processus pédologiques (*cf.* 1^{ère} partie).

a. En France

Dans le **Pays de Bray**, neuf profils ont été décrits et échantillonnés : un sol sur marnes, et huit sols sur calcaire dur positionnés sur trois toposéquences (Annexe II.4 ; profils I.1 à I.10). Dans le **Jura**, neuf sols ont été décrits et échantillonnés : une toposéquence partielle sur marnes (pente et bas de pente), plusieurs profils sur calcaire dur (combe, col et versant) et un sol sur moraine calcaire permettant de comparer l'effet du climat sur les deux types de matériaux (Annexe II.4 ; profils II.1 à II.9). L'ensemble reflète les principaux types de sols décrits par Bruckert & Gaiffe (1985).

β. Au Canada

Une toposéquence comportant trois profils a été échantillonnée en climat tempéré continental (Ontario). Cette toposéquence a été échantillonnée pour comparer les processus

pédologiques actifs sur moraine dolomitique en zone de forêt boréale et de steppe froide avec ceux d'une zone tempérée. La comparaison entre moraines dolomitiques et calcaires durs peut alors être faite en milieu tempéré (Canada et région de référence).

La forêt boréale et la steppe froide ont été échantillonnées le long de deux transects, correspondant chacun à la fois à un gradient de température (TMA croissante) et à un gradient d'aridité (déficit hydrique croissant). Le long d'un transect Nord-Sud (300 km), sept profils correspondant à trois toposéquences ont été échantillonnés en forêt boréale : à Grand Rapids, Gypsumville et Lunder (Manitoba). Onze profils ont été échantillonnés en steppe froide le long d'un transect Est-Ouest (630 km) correspondant à quatre toposéquences : Rapid City (Manitoba), Virden (Manitoba), Anerley (Saskatchewan), Beechy (Saskatchewan).

C. Description des sols

Les profils de sol sont décrits horizon par horizon en termes de couleur d'après la charte Munsell, de texture, de structure, et d'effervescence à HCl dilué. La texture a été désignée selon le diagramme de texture de la Carte des sols de l'Aisne (Baize, 2000) par souci d'homogénéité avec la notice pédologique du secteur (Paultre, 2002). Les profils sont nommés selon la classification WRB (FAO, ISRIC & AISS, 1999) et selon la classification locale (Annexe II.4).

Tableau II.4. Codification des profils

Zone climatique	Nombre de profils	Localisation des sites	Position topographique	Nom du sol ou numéro si nécessaire
Boréal (B)	Sept	1 à 3 axe Nord-Sud		
Steppe (S)	Onze	1 à 5 axe Est-Ouest		
Tempéré Canada (TC)	Trois	1 seul site		
Tempéré Océanique (pays de Bray) (TO)	Neuf	1 à 3 selon le matériau géologique	Sommet (s)	1 à 4
Tempéré Barrois (TB)	Sept	1 à 3 selon l'étage géologique 1= Valanginien, 2= Tithonien, 3= Kimméridgien	Pente (p) Bas de pente (c)	r : rendzine brunifiée, bc : brun calcique (cultivé), 1 et 2.
Montagnard Jura (M)	Neuf	1 à 5 selon l'altitude croissante		h : humo-calcique b: brun à pellicules calcaires

Trente-neuf profils ont ainsi été décrits et échantillonnés dans les régions analogues sélectionnées. Chaque profil est nommé suivant un code permettant de rappeler la zone climatique, la localisation de la toposéquence dans le gradient de la zone, et la position topographique ou si besoin, une référence au type de sol (Tableau II.4). Cette nomenclature concerne aussi les sols de la région de référence.

D. Analyses

Qu'ils proviennent de la région d'étude ou des analogues, les échantillons de sol sont séchés à l'air et tamisés à 2 mm avant d'être analysés. Trois types d'analyses sont réalisées : physico-chimie, minéralogie (diffraction aux rayons X) et propriétés de la matière organique (MO). Les échantillons les plus argileux sont broyés avant tamisage. Les résultats obtenus sont traités statistiquement par Analyse en Composantes principales (ACP) au moyen du logiciel Statbox 6.4.

1. Analyses physico-chimiques

Les analyses physico-chimiques sont réalisées selon les normes référencées dans AFNOR, 2004) : granulométrie (adapté de NF X 31-107), pH eau (NF ISO 10390), matière organique ($C_{\text{organique}}$ et N_{total}), (NF ISO 10694 et NF ISO 13878), P_2O_5 méthode Olsen (NF ISO 11263), calcaire total (NF ISO 10693) et actif (NF X 31-106), cations échangeables extraits à l'acétate d'ammonium (NF X 31-108), capacité d'échange cationique (NF X 31-130). La détermination de la teneur en MO par calcination étant adaptée aux sols holorganiques mais peu aux sols calcaires (déstabilisation des carbonates), nous avons utilisé la teneur en $C_{\text{organique}}$ pour calculer la teneur en MO (coefficient multiplicateur : 1,72). Cette méthode a été appliquée à tous les sols alors que le coefficient a été établi pour des terres cultivées. Il peut paraître souhaitable d'adapter ce coefficient en fonction du couvert végétal ou du type d'humus (pour les humus forestiers le coefficient conseillé est 2). Cependant, nous avons préféré utiliser un seul coefficient, au vu de la diversité des situations végétales rencontrées et du manque de données disponibles sur l'utilisation d'autres valeurs pour ce coefficient. Les variations de la teneur en MO sont alors directement équivalentes aux variations du $C_{\text{organique}}$.

2. Analyses minéralogiques

Les analyses minéralogiques sont réalisées d'abord sur la fraction $< 50 \mu\text{m}$ puis sur les fractions les plus fines (fraction argileuse $< 2 \mu\text{m}$), après séparation granulométrique. Le fractionnement granulométrique est réalisé par décarbonatation à HCl 6N en maintenant le $\text{pH} > 3$, destruction des ciments au réactif de Mehra Jackson, destruction de la MO par NaClO, tamisage humide des fractions $< 50 \mu\text{m}$, dispersion au contact de résines échangeuses d'ions, quantification des fractions $< 50 \mu\text{m}$ par la méthode de la pipette de Robinson, siphonage de la fraction $< 2 \mu\text{m}$, floculation des argiles (MgCl_2), centrifugation et étalement sur lame (Rouiller *et al.*, 1972). Les argiles ainsi séparées sont analysées par DRX dans trois conditions : lame normale, lame saturée à l'éthylène glycol et lame chauffée à 550°C . Les diffractogrammes des fractions $< 50 \mu\text{m}$ et $< 2 \mu\text{m}$ sont obtenus au moyen d'un *diffractomètre Bruker (Modèle D8 Advance)* avec une anticathode au Cobalt ($\lambda : 1,788965 \text{ \AA}$).

3. Analyses de la matière organique

La matière organique est analysée de façon approfondie sous deux aspects : **répartition du carbone organique** dans les fractions granulométriques (supérieures et inférieures à $50 \mu\text{m}$) et dans les fractions chimiques (acides fulviques, acides humiques et humines), d'une part, et **nature des groupements fonctionnels** (spectroscopie infra-rouge (FTIR) des acides humiques et résonance magnétique nucléaire (RMN) de la terre fine totale), d'autre part. Ces analyses sont réalisées sur les horizons de surface de sols représentatifs de chaque région échantillonnée.

a. Fractionnements granulométrique et chimique

Le protocole utilisé pour le fractionnement de la MO en acides fulviques, humiques et humines présente de nombreuses variantes. Celui utilisé ici est décrit dans Bonneau & Souchier (1994). L'extraction des acides humiques par fractionnement chimique requiert un fractionnement granulométrique préalable. L'échantillon de sol est séparé en deux fractions granulométriques : $50 \mu\text{m}$ à 2 mm et $< 50 \mu\text{m}$. Les sols étudiés étant pour la plupart fortement carbonatés, une décarbonatation préalable est effectuée après le tamisage à $50 \mu\text{m}$. Ces deux opérations, tamisage et décarbonatation, permettent de récupérer le carbone hydrosoluble et acido-soluble. La fraction $< 50 \mu\text{m}$ obtenue par le fractionnement physique est ensuite traitée selon le protocole de fractionnement chimique pour séparer les trois fractions suivantes de la

MO : humines, acides humiques (AH) et acides fulviques (AF). La proportion d'AF est obtenue par calcul, à partir des quantités d'humines, d'AH et du carbone organique de la fraction $< 50 \mu\text{m}$. Le carbone des échantillons liquides est dosé à l'aide d'un *Carmograph*, tandis que la composition des échantillons solides est déterminée par un *analyseur CHNSO Carlo Erba 1106*.

b. Détermination des groupements fonctionnels de la matière organique

a. Spectroscopie Infra-Rouge à Transformée de Fourier

Des essais sur terre fine totale puis sur terre fine décarbonatée ont montré que les absorptions de la matrice minérale masquaient les bandes de la phase organique et qu'il était donc nécessaire d'extraire les AH pour pouvoir étudier la composition fonctionnelle de la matière organique. Les AH sont alors analysés par spectroscopie infrarouge à transformée de Fourier (*Bruker IFS 55*) en mode réflexion diffuse (DRIFT) (*accessoire Harrick*), le faisceau sortant étant analysé par un détecteur de type MCT (Tellure de mercure et de cadmium). Les AH sont dilués à 15 % dans du KBr (KBr pour spectroscopie IR, Merck) afin d'éviter la saturation du spectre, car le KBr n'absorbe pas le rayonnement dans le Moyen Infra Rouge. Les spectres sont acquis en moyennant 200 accumulations, avec une résolution spectrale de 2 cm^{-1} .

β. Résonance Magnétique Nucléaire

Deux échantillons sont analysés par cette technique : les horizons de surface d'un sol de forêt boréale et d'un sol de steppe froide. Les spectres sont obtenus sur les échantillons totaux (tamisés à 2 mm) et sur une fraction décarbonatée afin de vérifier l'effet de la décarbonatation sur la structure de la MO. En effet, en RMN, les carbonates n'interfèrent pas avec la matière organique. Les échantillons choisis doivent contenir au moins 5 % de MO en raison de la sensibilité de l'appareil. Pour chaque échantillon, un seul spectre est acquis à température ambiante sur un *spectromètre de type Bruker DSX 300*, avec une sonde CP/MAS standard et un rotor en nitrate de bore de 7 mm de diamètre (^{13}C CP/MAS (Cross Polarization Magic Angle Spinning) temps de contact = 1 ms, MAS = 5 kHz, SF= 75,47 MHz).

La méthode proposée pour déterminer les futurs sols périglaciaires repose sur l'identification de régions analogues à la région de référence, suivie de l'analyse des sols de ces régions et de la transposition des processus périglaciaires à la région de référence. L'analyse des sols analogues inclut la caractérisation de la nature de la matière organique, indicatrice des processus actifs dans ces sols.

III. Résultats : état actuel des sols et étude de sols analogues

A. Sols actuels du secteur de référence

La caractéristique dominante du substratum du plateau du Barrois est l'omniprésence du calcaire. Les sols du plateau sont majoritairement de la classe des sols calci-magnésiques (CPCS, 1967), sauf ceux formés sur les sables plus ou moins argileux et parfois limoneux du Valanginien. Les sols bien drainés occupent une surface très importante par rapport aux sols mal drainés. Ils sont généralement peu épais, mais la roche mère étant fissurée sur une grande profondeur, la terre fine peut s'introduire profondément dans les fissures. Nous avons identifié huit unités de sol dans la région de référence (Annexe II.2 ; Paultre, 2002). Certaines études complémentaires, notamment l'étude minéralogique ont permis d'approfondir la connaissance de ces sols.

1. Typologie des sols du plateau du Barrois

Le fonctionnement hydrique des sols a une grande importance en ce qui concerne le risque érosif et l'occurrence de conditions hydromorphes. Sur calcaire, les sols sont bien drainés et les différents types se distribuent en fonction du relief : sols bruns relativement épais sur les surfaces subhorizontales, rendzines très caillouteuses et érodées le long des pentes, et dans les thalwegs, sols très profonds dus à l'accumulation des matériaux érodés. Sur marnes, les sols de pentes sont relativement bien drainés tandis que ceux des fonds de vallée sont hydromorphes. Les principaux processus pédologiques à l'origine des sols dans cette région sont : l'altération physique et chimique des roches calcaires avec notamment la décarbonatation et la libération des insolubles, l'érosion et le colluvionnement, la minéralisation et l'humification des MO, le lessivage des argiles dans les sols sur reliquats du Valanginien et la pseudo-gleyification dans les vallées humides.

Les huit unités de sols et la surface qu'elles occupent dans la région de référence sont identifiées ci-dessous :

- **Sols des plateaux**

- **Unité 1** : Rendzines brunifiées et sols bruns calciques superficiels

(Cambisols leptiques rendziques et Leptosols humiques hypereutriques)

Sols peu épais, caillouteux, à texture argileuse ou équilibrée, développés sur calcaires du Tithonien ou de l'Oxfordien (37 % de la surface de la région de référence)

- **Unité 2** : Sols bruns et bruns calciques (Cambisols endoleptiques hypereutriques)

Sols moyennement épais, peu ou pas caillouteux, à dominante argileuse, développés sur calcaires du Tithonien, du Kimméridgien ou de l'Oxfordien (6 % de la surface de la région de référence)

- **Unité 3** : Sols bruns faiblement lessivés acides (Luvisols hapliques)

Sols profonds, à dominante limoneuse ou limono-sableuse, développés sur placages limoneux ou reliquats du Valanginien (3 % de la surface de la région de référence)

- **Sols des coteaux**

- **Unité 4** : Rendzines colluviales (Leptosols rendziques)

Sols généralement peu épais et caillouteux, à texture équilibrée sur colluvions grossières (15% de la surface de la région de référence)

- **Unité 5** : Sols bruns calcaires localement hydromorphes (Calcisols cambiques stagniques)

Sols moyennement profonds, à dominante argileuse, développés sur marnes peu perméables et calcaires marneux du Kimméridgien (20 % de la surface de la région de référence)

Fiche II.1. Unités de sol de la région de référence



TB2p, Unité 1



TB2c1, Unité 6

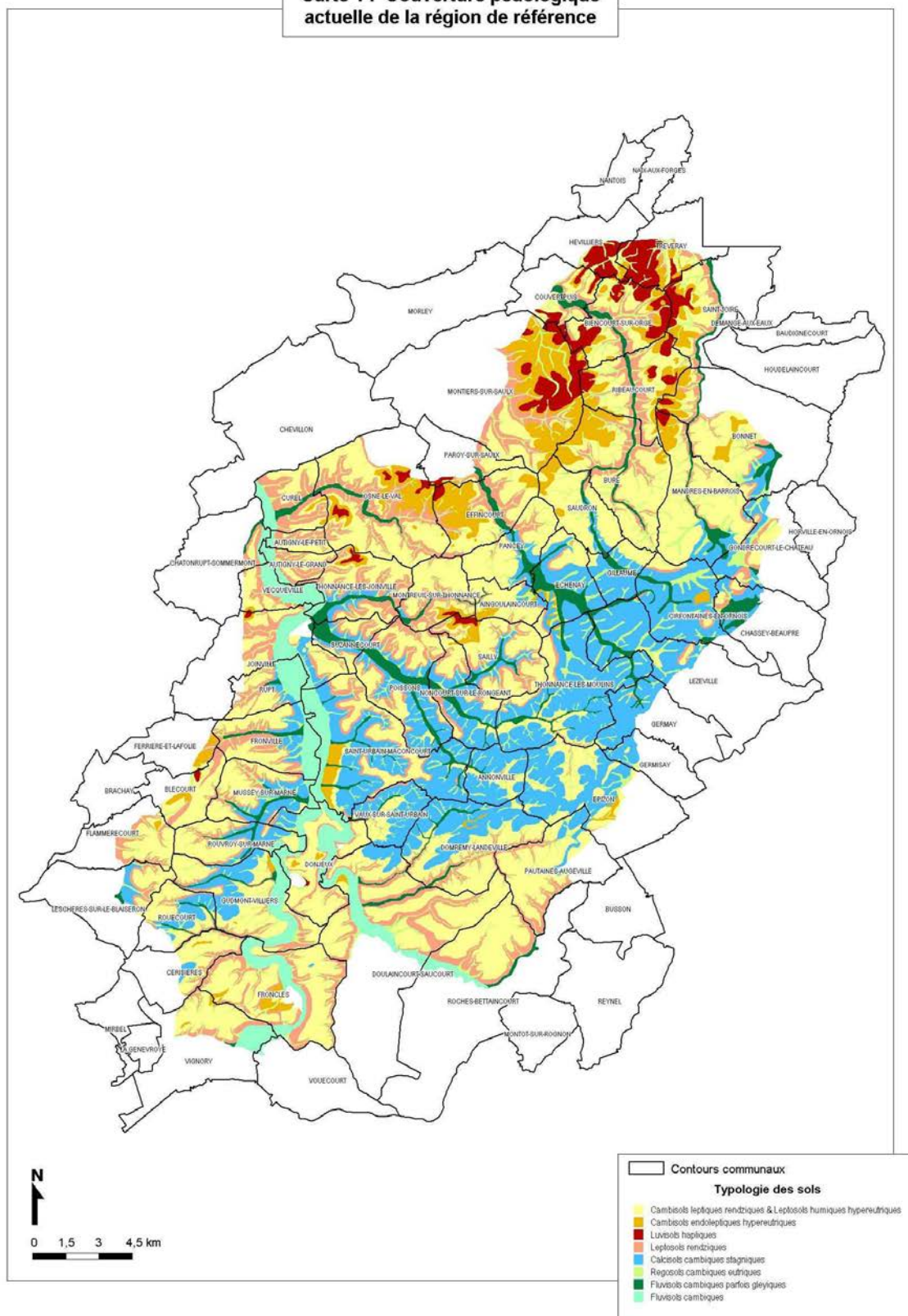


TB1s, Unité 3



TB3c, Unité 7

**Carte 1 : Couverture pédologique
actuelle de la région de référence**



- **Sols des fonds de vallon et des vallées**

- **Unité 6** : Sols brunifiés d'apport colluvial des fonds de vallons secs (Regosols cambiques eutriques)

Sols profonds sur colluvions fines souvent carbonatées (9 % de la surface de la région de référence)

- **Unité 7** : Sols brunifiés d'apport alluvio-colluvial des fonds de petites vallées (Fluvisols cambiques parfois gleyiques)

Sols généralement profonds, localement hydromorphes, sur alluvions et colluvions souvent carbonatées (5 % de la surface de la région de référence)

- **Unité 8** : Sols brunifiés d'apport alluvial des fonds de vallées de la Marne et du Rognon (Fluvisols cambiques)

Sols de profondeur irrégulière, localement hydromorphes, sur alluvions souvent carbonatées (5 % de la surface de la région de référence)

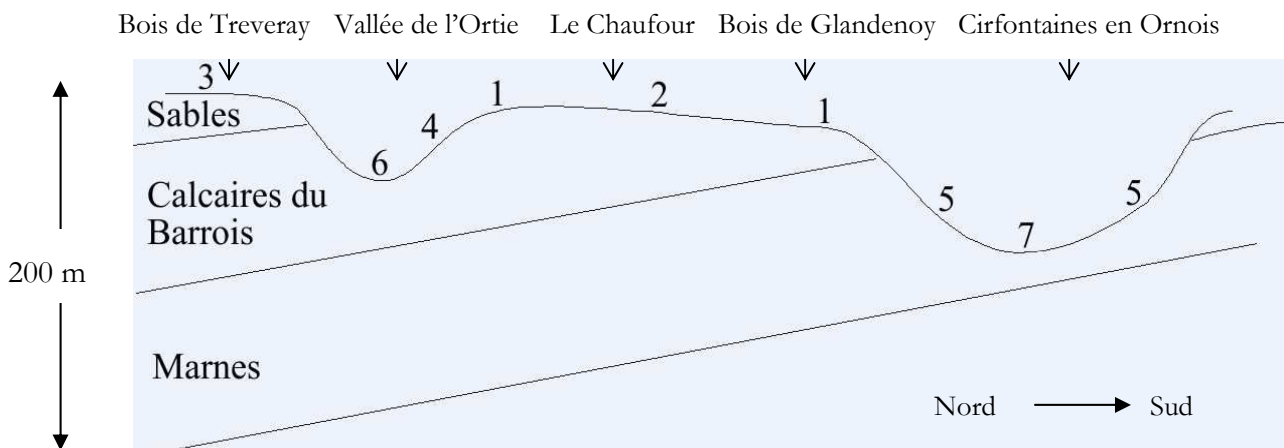


Figure II.6. Toposéquence schématique des unités de sols du plateau du Barrois.

Les numéros correspondent aux unités pédologiques décrites ci-dessus. L'unité 8, dédiée aux deux vallées majeures, n'est pas représentée.

Les unités 1 et 5 occupent plus de la moitié de la surface de la région de référence (Carte 1). Les huit unités de sols se répartissent dans les quatre principales unités de paysages qui constituent la toposéquence représentative du plateau du Barrois en fonction de la topographie et de la géologie (Figure II.6) :

- surface sommitale, recouverte ou non des reliquats des sables du Crétacé et parcourue de thalwegs (unités 1, 2, 3, 4, 6) ;

- vallées encaissées sur substrat de type « calcaire dur », type Thonnance et Ormançon (unités 4 et 6) ;
- vallées peu encaissées sur substrats variés (calcaires durs et marnes), type Orge (unités 5, 6 et 7) ;
- vallée de la Marne et du Rognon (unité 8) (non représentée dans la figure II.5).

2. Minéralogie

Les quatre sols analysés sont représentatifs des substrats géologiques de la région d'étude (unités 3, 4, 5) et des matériaux hérités par érosion (unité 6) provenant des unités 1 et 4. Les unités 7 et 8 étant formées sur des matériaux allochtones, leur minéralogie n'a pas été étudiée.

Les diffractogrammes obtenus sur la fraction $< 50 \mu\text{m}$ (Argile + Limons) indiquent la présence de quartz, de feldspaths, de calcite (résiduelle) et de phyllosilicates dans les échantillons. Les argiles identifiées sur les diffractogrammes des fractions argileuses (Annexe II.3) sont la kaolinite, l'illite, les interstratifiés « illite-vermiculite » (I-V) et « chlorite vermiculite » (C-V) et la chlorite. L'intensité des pics varie en fonction de nombreux facteurs, tels que l'état de cristallisation des minéraux et la quantité de matière déposée sur les lames. Pour cette raison, l'interprétation des spectres est essentiellement qualitative.

a. Minéralogie des sols sur matériau parental calcaire

Les horizons de surface (A) des unités 4, 5 et 6 contiennent des minéraux argileux, du quartz et des feldspaths en proportions variables (Tableau II.5). La rendzine et le sol brun colluvial contiennent des feldspaths. Le sol brun calcaire sur marnes n'en contient pas. La présence de feldspaths provenant sans doute des sédiments du Valanginien indique que la terre fine des plateaux est plus ou moins « contaminée » par ces sédiments démantelés par l'érosion.

Tableau II.5. Minéraux présents dans les horizons A des unités 4, 5 et 6

	Feldspaths	Calcite	Kaolinite	Illite	Vermiculite	Interstratifiés	Autres
Unités 4							
Rendzine (Ap)	++++	+++	++	+	+++	+++	Chlorite
Unité 5 Brun calcaire (Ap)	0	++++	++++	++++	0	?	0
Unité 6 Brun colluvial (Ap)	+++	0	+++	++	++	+++	?

? : présence douteuse, 0 : absent, + : présent, ++ et +++ peu à très abondant, +++++ échantillon où le minéral est le plus abondant.

- - **rendzine** (unité 4) : la kaolinite et l'illite sont peu abondantes relativement aux interstratifiés et à la vermiculite ; la terre fine contient aussi de la chlorite. Les illites et chlorites se sont altérées et transformées en vermiculite, via les interstratifiés I-V et C-V.

- - **sol brun calcaire sur marnes** (unité 5) : l'illite et la kaolinite sont abondantes ; les argiles transformées sont quasi absentes ce qui signifie que l'illite n'est pas altérée. La calcite est plus abondante dans ce sol que dans la rendzine, sous forme de calcaire actif notamment. Dans ce cas, l'érosion mécanique l'emporte sur la décarbonatation. La transformation des minéraux argileux ne peut avoir lieu.

- - **sol brun colluvial** (unité 6) : ce sol est riche en argiles non transformées (kaolinite, illite, chlorite) par rapport aux argiles transformées (interstratifiés I-V et C-V), les proportions sont similaires à celles de la rendzine. Les matériaux colluviaux des thalwegs proviennent des horizons de surface des plateaux et des versants. On y retrouve donc mélangés les minéraux des horizons de surface des unités précédentes. Les processus d'érosion (érosion des agrégats) jouent probablement un rôle particulièrement important depuis l'apparition de l'agriculture. L'absence de calcite s'explique par la décarbonatation intense de ce sol liée à sa position topographique qui en fait une zone d'accumulation puis d'écoulement de l'eau (infiltration ou ruissellement).

b. Minéralogie du sol brun faiblement lessivé acide (unité 3)

Dans tous les horizons de l'unité 3, on retrouve du quartz, de la kaolinite, de l'illite, de la vermiculite et des interstratifiés I-V (Tableau II.6). Les feldspaths sont présents en importance

décroissante de la surface vers le bas du profil et sont absents de l'horizon C. Les proportions des diverses argiles sont à peu près les mêmes dans A et E mais très différentes du Bt sous-jacent. Les horizons Bt et C ont des compositions minéralogiques différentes : la kaolinite domine dans Bt tandis que dans l'horizon C, l'illite, les interstratifiés et la vermiculite semblent plus abondants que la kaolinite.

Tableau II.6. Minéraux présents dans les horizons de l'unité 3

	Feldspaths	Calcite	Kaolinite	Illite	Vermiculite	Interstratifiés	Autres
Unité 3 horizon A	++	0	++	++	++	+	0
Unité 3 horizon E	++	0	++	+	+	+	0
Unité 3 horizon Bt	+	0	++++	++	++	+++	Interstrati- fiés C-V ?
Unité 3 horizon C	?	0	+	++++	+++	+	0

? : présence faible et douteuse, 0 : absent, + : présent, ++ et +++ peu à très abondant, ++++ échantillon où le minéral est le plus abondant.

La présence de feldspaths semble caractéristique du Valanginien. Nous avons montré, que les résidus de dissolution de calcaires de faciès variés ne contiennent pas ce type de minéral (Maillant *et al.*, 2005). L'horizon C serait alors le résidu de dissolution des calcaires sous-jacents tandis que l'horizon Bt serait un mélange de ce résidu et d'éléments hérités du Valanginien et lessivés des horizons sus-jacents. Les horizons A et E seraient constitués de matériaux du Valanginien essentiellement. L'abondance des minéraux argileux 2/1 (interstratifiés et vermiculite) dans les horizons profonds (Bt et C) pourrait être due à la transformation d'illites dans les horizons de surface par altération puis au lessivage de ces argiles transformées.

c. Bilan

L'analyse des minéraux des sols du plateau du Barrois indique que la minéralogie des sols est peu diversifiée, malgré la présence de faciès variés, grâce aux héritages et au mélange des matériaux pédologiques par l'érosion. La présence de quartz et de feldspaths dans tous les échantillons semble en grande partie liée à des apports du Valanginien sus-jacent. Les phénomènes d'altération sont aussi très discrets et limités à l'évolution des illites et chlorites vers les interstratifiés et la vermiculite. Ceci est conforme aux altérations très ménagées observées sous climat tempéré, sur roche carbonatée : dans les sols saturés en calcaire, les argiles évoluent peu. La minéralogie actuelle des sols étudiés peut être expliquée par les différents matériaux autochtones et leurs produits d'altération. Cette observation suggère que les apports allochtones tels que les loess sont peu abondants dans la région d'étude.

3. Matière organique

Le sol le plus riche en MO est le sol de prairie, hydromorphe, formé sur colluvions et alluvions marneuses (Tableau II.7). C'est également celui où la MO est la moins humifiée (le $C_{\text{organique}}$ de la fraction $<50 \mu\text{m}$ représente 22 % du $C_{\text{organique}}$ total). Les trois autres sols ont des taux d'humification plus élevés, variant de 65 à 70 %. Ces valeurs sont en relation avec l'occupation des sols et notamment la mise en culture (Andreux, 1996 ; Schulten & Leinweber, 2000). La proportion de C extractible, faible dans tous ces sols, et l'abondance d'humine sont liées à l'état de carbonatation du sol, à la quantité de calcaire actif notamment (*cf.* Tableau II.8). En effet cette valeur est la plus faible (71 %) dans le sol brun colluvial, décarbonaté, (unité 6) et la plus élevée (91 %) dans le sol brun calcaire (unité 5).

Tableau II.7. Caractéristiques de la MO de quatre sols de la région de référence

Référence du sol	$C_{\text{organique}}$ total (g/100g de sol)	C/N global	$C_{\text{organique}}$ de la fraction $<50 \mu\text{m}$ rapporté au $C_{\text{organique}}$ total (%)	C/N fraction $<50 \mu\text{m}$	AF (%)	AH (%)	Humine (%)	Rapport AF/AH
<u>prairie</u>								
unité 7	8,5	8,4	21,8	8,3	7,54	8,91	83,55	0,84
<u>culture</u>								
unité 6	1,7	10,2	64,7	10,8	6,67	22,26	71,07	0,3
unité 5	2,0	10	65,1	10,4	8,73	0	91,27	-
unité 4	3,2	10,4	69,5	10,1	7,99	6,22	85,79	1,28

Les sols du plateau du Barrois se sont formés majoritairement à partir des matériaux locaux, par dissolution de la roche calcaire et transformation modérée des argiles. Cependant, par endroits, une fraction de la terre fine a probablement une autre origine : elle pourrait être héritée de la couverture crétacée. La MO des sols cultivés de cette région est humifiée et riche en humine.

B. Sols des régions analogues

1. Régions analogues identifiées

Torre & Fauquette (1998) ont localisé des régions analogues grâce à la base de données TERRA. Ces régions analogues sont uniquement des analogues climatiques car la géologie n'a pas été prise en compte pour les identifier. Cependant, certaines de ces régions coïncident avec celles que nous avons identifiées. La géologie des régions que nous avons prospectées est caractérisée par la présence de roche-mères carbonatées : moraines calcaires ou dolomitiques, calcaires plissés et fissurés, à fort pendage. Elles présentent rarement un faciès lithographique strictement équivalent à celui de la région de référence. Ces différences lithologiques se traduisent en terme de texture et de composition chimique et peuvent donc influencer la pédogenèse sur l'état de carbonatation du sol, l'intensité de la cryoturbation selon la gélivité des matériaux ainsi que sur la texture et la minéralogie du sol, hérités des insolubles des matériaux calcaires. Certains des sites étudiés permettent cependant d'étudier les effets de ces différences lithologiques sur les sols.

a. En France

Torre & Fauquette (1998) ont identifié des analogues climatiques dans les Alpes. La topographie des Alpes correspond rarement à nos critères. Nous avons donc considéré d'autres régions en France, même si le climat y est moins froid. En effet, des plateaux calcaires aux propriétés semblables à celui de la région de référence sont présents à divers endroits en France :

- Du Poitou au Boulonnais, les terrains sédimentaires du Bassin Parisien (dont fait partie le plateau du Barrois) affleurent. Dans le Pays de Bray en particulier, certains affleurements sont identiques au Tithonien de la région de référence.
- Les calcaires du Jurassique affleurent dans le Jura. Ils ont des caractéristiques lithologiques voisines de celles du Tithonien dans le Barrois. Cependant, ils ont été fortement tectonisés et présentent donc une fracturation et des pendages parfois importants. Le climat du Jura est froid et humide. C'est la région la plus proche du Barrois géographiquement, combinant à la fois un climat froid et très humide (montagnard) et un substratum calcaire comparable ;
- Les calcaires jurassiques affleurent également dans les Causses et le Quercy. Ces régions sont soumises à un climat océanique tempéré avec des influences méditerranéennes, donc légèrement plus chaud que la région de référence.
- Une partie des Alpes est constituée de massifs calcaires plissés. Un plateau d'altitude, le désert de Platé (Massif du Haut-Giffre) est décrit dans la partie bibliographique (§III.D.2, 1^{ère} partie) en raison de l'amplification des processus pédogénétiques qu'il présente, par rapport au Haut-Jura.

b. En Eurasie (hors France)

Les analogues climatiques sont nombreux en Eurasie : chaîne alpine, Carpathes, Scandinavie, Carélie et région au nord ouest de l'Oural, chaîne montagneuse au Kazakhstan, Himalaya et Tibet, Mandchourie, Kamtchatka et des régions éparses en Sibérie (Torre & Fauquette, 1998). Certaines de ces régions ont été décrites dans la partie bibliographique (§III)

c. En Amérique du Nord (Canada)

Les différents types de biomes froids sont présents majoritairement au Canada. Les régions suivantes ont été localisées : bordure de l'Alaska, Yukon, montagnes rocheuses, une écharpe le long du 50° parallèle jusqu'au Québec, la pointe du Labrador (Torre & Fauquette, 1998). En dehors des régions montagneuses et du bouclier granitique autour de la baie d'Hudson, le substratum du Canada est très largement recouvert de matériaux morainiques laissés par les glaciers lors des dernières glaciations. Certaines moraines sont très riches en calcaire et nous avons étudié trois régions : une zone tempérée continentale au Sud de l'Ontario, une zone

boréale dans le centre du Manitoba, une zone steppique au Sud du Manitoba et de la Saskatchewan.

2. Sols analogues échantillonnés

Les caractéristiques physico-chimiques des horizons de surface des sols de ces régions et ceux de la région de référence sont présentées dans le tableau II.8. Les profils sont présentés dans l'annexe II.4.

Tableau II.8. Caractéristiques physico-chimiques des horizons de surface des sols

Type de biosphère et localisation	N° du profil	pH eau	Granulométrie (g/100g)			Matière organique		Calcaire (g/kg)		Complexe d'échange (cmol+/kg)			S/T
			A	L	S	C organique (%)	C/N	CaTot	CaActif	Ca	Mg	CEC	%
Biome boréal (Canada)													
Grand Rapids	B1c	7,9	18,7	71,8	9,5	90,0	13,3	344,0	-	35,5	15,7	46,8	sat.
Gypsumville	B2c	7,7	32,1	46,1	21,8	198,4	15,2	88,0	0,0	76,2	22,8	60,0	sat.
Gypsumville	B2p	8,7	16,9	20,9	62,2	10,9	15,1	93,0	21,0	34,6	12,4	13,6	sat.
Gypsumville	B2s	8,1	13,1	34,0	52,9	62,9	13,8	338,0	-	25,5	10,2	28,5	sat.
Lundar	B3c	6,9	35,1	32,4	32,5	96,6	10,3	1,0	0,0	26,4	22,9	51,3	98
Lundar	B3p	8,0	40,0	41,4	18,6	111,3	11,4	142,0	32,0	42,9	23,1	46,3	sat.
Lundar	B3s	8,1	42,8	27,1	40,1	41,4	10,9	58,0	0,0	23,9	12,7	32,7	sat.
Biome steppe froide (Canada)													
Rapid City	S1c	8,2	28,9	35,1	36,0	26,3	10,5	26,0	0,0	37,4	19,1	23,4	sat.
Rapid City	S1p	8,4	28,8	34,3	36,9	22,9	15,1	66,0	23,0	36,0	6,1	17,4	sat.
Rapid City	S1s	8,2	29,1	33,3	37,6	17,5	9,8	73,0	28,0	40,1	4,1	18,4	sat.
Virden	S2c	8,3	27,0	36,8	36,2	28,7	10,9	9,0	0,0	30,8	7,6	22,1	sat.
Virden	S2s	8,7	26,2	31,7	42,1	10,1	9,5	188,0	81,0	38,8	6,8	12,5	sat.
Anerley	S3c	7,3	33,7	41,9	24,4	26,6	9,9	1,0	0,0	17,1	4,3	21,8	sat.
Anerley	S3p	8,1	28,5	28,3	43,2	13,2	9,5	4,0	0,0	15,4	3,6	16,6	sat.
Anerley	S3s	8,3	29,8	30,1	40,1	15,3	9,5	16,0	0,0	22,9	4,0	18,3	sat.
Dynsmore	S4c	8,0	27,0	42,0	31,0	17,2	10,0	5,0	0,0	13,6	5,4	17,9	sat.
Beechy	S5c	7,3	30,8	42,6	26,6	41,2	10,5	3,0	0,0	18,5	5,3	24,5	sat.
Beechy	S5s	8,3	19,8	22,2	58,0	22,8	9,3	37,0	0,0	32,0	4,1	14,3	sat.
Biome tempéré (Canada)													
Elora	TC1c	7,4	18,1	53,2	28,7	28,7	10,4	7,0	0,0	13,5	4,3	17,2	sat.
Elora	TC1p	7,7	17,6	49,6	32,8	21,5	10,6	23,0	0,0	11,3	4,2	13,8	sat.
Elora	TC1s	7,6	24,0	56,1	19,9	39,0	10,3	8,0	0,0	19,5	5,4	23,3	sat.
Etage montagnard (Jura)													
Esserval	M1c	5,4	60,2	26,6	24,9	82,0	10,5	1,0	0,0	42,3	0,6	44,5	97
Esserval	M1p	6,4	62,5	28,2	9,3	44,8	9,5	1,0	0,0	45,2	1,7	42,4	sat.
Montbenoit	M2p	6,3	52,4	40,4	7,2	66,8	9,6	1,0	0,0	37,2	1,4	39,9	98
Combe Noire	M3c	5,0	30,7	63,2	6,1	39,3	9,9	1,0	0,0	3,3	2,4	15,3	48
Combe Noire	M3pb	6,0	32,3	58,6	9,1	42,6	10,7	1,0	0,0	17,9	0,9	21,1	90
Combe Noire	M3ph	6,6	39,6	54,5	5,9	153,0	16,3	4,0	0,0	49,1	2,9	52,1	sat.
Risoux	M4p	7,5	56,2	39,9	3,9	116,6	13,9	32,0	0,0	59,5	9,1	47,8	sat.
La landoz neuve	M5p	5,7	40,9	54,2	4,9	98,5	10,7	1,0	0,0	29,7	0,7	37,3	82
La landoz neuve (Moraine)	M6p	7,9	46,3	42,6	11,1	72,7	11,0	76,0	33,0	65,2	0,6	33,4	sat.
Biome tempéré (Pays de Bray)													
Hodenc	TO2c1	8,0	25,5	25,3	49,2	19,3	9,0	99,0	49,0	39,5	1,2	12,8	sat.
Haussez orge	TO2c3	8,1	42,6	42,0	15,4	22,1	8,9	27,0	0,0	34,8	0,9	20,6	sat.
Haussez blé	TO2c4	7,9	38,1	46,7	15,2	27,4	8,8	114,0	41,0	45,6	0,8	18,3	sat.
Hodenc	TO2p1	8,1	25,9	36,3	37,8	17,9	8,3	265,0	126,0	39,2	0,8	11,1	sat.
Haussez orge	TO2p3	7,9	44,2	40,0	15,8	24,2	8,5	70,0	27,0	44,7	1,0	20,2	sat.
Haussez blé	TO2p4	7,9	41,8	45,4	12,8	26,1	9,0	15,0	0,0	31,9	1,0	21,0	sat.
Hodenc	TO2s1	8,1	23,1	21,0	55,9	17,9	9,3	83,0	34,0	37,0	0,8	10,6	sat.
Montperthuis	TO2s2	8,0	42,9	45,4	11,7	26,1	8,9	120,0	48,0	46,4	0,7	18,6	sat.
St Quentin	TO3p	8,1	33,6	46,5	19,9	27,8	9,1	189,0	94,0	43,9	0,6	15,4	sat.
Biome tempéré (Barrois)													
Montiers	TB2c1	7,3	29,6	53,0	17,4	17,2	10,2	1,0	0,0	14,9	0,6	15,3	sat.
Mandre en Barrois	TB2c2	6,5	43,6	53,9	2,5	23,8	9,4	1,0	0,0	18,5	0,5	19,9	99
Biencourt	TB2p	8,1	35,5	49,3	15,2	31,6	10,4	288,0	85,8	46,3	0,6	21,8	sat.
Saudron	TB2sb	6,7	48,7	47,0	4,3	24,1	10,7	2,0	0,0	26,0	0,9	26,4	sat.
Bure	TB2sr	8,0	42,1	51,9	6,0	28,5	9,4	30,0	0,0	52,2	1,1	22,4	sat.
Gillaumé	TB3c	7,8	66,6	32,0	1,4	85,2	8,4	91,0	67,0	64,7	0,9	40,1	sat.
Gillaumé	TB3p	8,2	38,6	50,7	10,7	19,5	10,0	384,0	162,0	42,3	0,7	10,0	sat.

Les quatre régions sélectionnées représentent quatre situations types par rapport à celle de la région de référence : plus froid et plus humide (forêt montagnarde), roche-mère massive (Jura) ; beaucoup plus froid et plus sec (forêt boréale), moraine calcaire (Manitoba) ; plus froid et plus sec (steppe froide), moraine calcaire (Manitoba, Saskatchewan) ; un peu plus froid, aussi humide (tempéré), moraine calcaire (Ontario). Les sols ont été prélevés sous des couverts végétaux variés : prairie naturelle ou artificielle, culture, forêt. Cette variabilité de la couverture végétale influence certainement les caractéristiques physico-chimiques des sols, mais elle reflète également l'utilisation actuelle des sols et ses effets, ainsi que leur possible utilisation future (*i.e.* en conditions périglaciaires, la steppe pourrait être cultivée et la forêt boréale pâturée ou boisée). La mise en culture des régions tempérées et de steppe froide a pu engendrer de l'érosion tandis que, sous forêt ou sous prairie (étage montagnard et forêt boréal), le sol est stabilisé par la végétation.

a. En France

a. Pays de Bray

Les toposéquences observées sur calcaire sont typiques du fonctionnement de plateau : sols carbonatés et caillouteux en sommet et pente, sols profonds décarbonatés dans le thalweg (Tableau II.9). Cette toposéquence est exactement la même dans le Barrois. On peut cependant noter l'absence de sols bruns calciques qui sont, dans le Barrois, présents en sommet de toposéquence. Ceci peut être dû à l'absence d'échantillonnage de sols forestiers, sur calcaire, dans le Pays de Bray. Le sol échantillonné dans les marnes présente une variation verticale de texture probablement héritée du matériau parental. Le sol sableux cultivé est un sol brun faiblement lessivé, il ressemble fortement aux sols bruns faiblement acides cultivés dans le Barrois.

Les sols analogues du Pays de Bray ressemblent fortement à ceux de la région de référence. Ceci indique que notre méthode convient à l'identification de sols analogues puisque sous un climat peu différent de la région de référence, et sur des matériaux équivalents à ceux de la région de référence, les sols et les processus pédogénétiques sont équivalents. De plus, nous pouvons en déduire qu'en climat tempéré, les différences climatiques doivent être assez importantes pour qu'un effet significatif sur les sols soit décelable.

Tableau II.9. Profils des sols analogues échantillonnés dans le Pays de Bray

Localisation	Géologie	Couvert végétal	Topographie	Type de sol (CPCS, WRB) et description
Flambermont TO1p	Sables et grès ferrugineux wealdiens	Culture : blé	Replat	Sol brun lessivé (Luvisol haplique) - pH neutre, terre fine non carbonatée, CEC saturée - texture sablo-limoneuse en surface, argilo sableuse en profondeur - teneur en MO : 2,4 %
Hodenc (Glarigny) TO2s1, TO2p1, TO2c1	Calcaire, passée marneuse	Culture : maïs	Toposéquence : sommet, pente, colluvial	Succession rapide des sols suivants : sol brun calcaire (Cambisol calcarique) (caillouteux, 50 cm de profondeur) rendzine brunifiée (Leptosol cambique rendzique) (caillouteux, 30 cm de profondeur) sol brun colluvial calcaire (Cambisol hypereutrique) (peu caillouteux, 1m de profondeur) - pH alcalin, terre fine carbonatée (y compris dans le sol colluvial) - terre fine de texture limono-sablo-argileuse - teneur en MO typique d'un sol cultivé à bonne activité biologique : 3 %
Montperthuis TO2s2	Calcaire lithographique	Culture : blé	Sommet	Rendzine (Leptosol rendzique) - pH alcalin, terre fine carbonatée - sol très caillouteux, peu épais, terre fine de texture argilo-limoneuse - teneur en MO (4,5 %)
Haussez TO2p3, TO2c3	Calcaire	Culture : orge	Toposéquence : pente et colluvial	Succession rapide des sols suivants : Rendzine brunifiée (Leptosol cambique rendzique) (caillouteux, 20 cm de profondeur) Sol brun calcique (colluvial) (Cambisol hypereutrique endoleptique) (peu caillouteux, 60 cm de profondeur) - pH alcalin, terre fine décarbonatée dans le colluvial, et carbonatée dans la rendzine - terre fine de texture argilo-limoneuse - teneur en MO : 4 %
Haussez TO2p4, TO2c4	Calcaire	Culture : Blé	Toposéquence : pente et colluvial	Idem ci-dessus
St Quentin TO3p	Marne	Culture	Pente ~10%	Sol brun calcaire (Cambisol calcarique) - pH alcalin, terre fine carbonatée - sol non caillouteux, profond, texture argileuse - teneur en MO : 4,7 %

Fiche II.2. Sols analogues du Pays de Bray et du Jura



TO2s2, Rendzine



**T02c3, sol brun calcique
colluvial**



**M1p, sol brun calcique à
pseudogley**



**M3c, sol brun
lessivé**



**M2p, sol brun calcique à
pellicules calcaires**



**M3pb, sol brun calcique
à pellicules calcaires**



M4p, sol humo-calcaique

β. Jura

Les sites observés montrent que sur de faibles surfaces coexistent des types de sols variés selon la lithologie et la position topographique (Tableau II.10). Cependant ces sols présentent de nombreux points communs : la majorité d'entre eux est décarbonatée et a un pH acide à neutre en surface, à l'exception du sol sur moraine calcaire. Ils sont peu épais (sauf le sol lessivé), de texture argileuse ou argilo-limoneuse, riches en MO (teneur minimale en $C_{\text{organique}}$: 4 %) mais à C/N bas.

La décarbonatation rapide est directement liée à l'abondance des précipitations (jusqu'à 2000 mm à la Combe Noire et au Risoux) et aux basses températures qui augmentent l'agressivité des eaux (augmentation de la P_{CO_2}). Ils présentent tous une bonne activité biologique (C/N proche de 10) qui permet la décomposition des litières. La MO humifiée est stabilisée par le calcium dans les sols peu profonds, notamment dans M5p : sols humo-calciques et dans M6p : rendzines. En revanche, dans les sols bruns à pellicules calcaires (M3pb, M2p) la MO est moins stabilisée et donc davantage minéralisée. Les deux sols M5p et M6p sont soumis aux mêmes conditions climatiques et pourtant présentent deux profils différents à cause de la différence lithologique : sol humo-calcique sur calcaire massif et rendzine sur moraine calcaire. La comparaison de ces deux sols permet de mettre en évidence la « compétition » entre la décarbonatation (liée aux précipitations et à la végétation) et la capacité du matériau parental à fournir des carbonates. Dans le cas de la rendzine, le calcaire pulvérulent et poreux de la moraine maintient la terre fine carbonatée.

Les sols du Jura sont assez différents de ceux de la région de référence, en particulier à cause des précipitations importantes qui conduisent à la décarbonatation totale des profils sur roche mère calcaire en place. Seuls les matériaux finement divisés donnent lieu à des sols carbonatés. Les sols prélevés dans cette région analogue mettent aussi en évidence l'importance de la position topographique : les sols sont peu profonds et rajeunis dans les pentes (zones sensibles à l'érosion) alors qu'ils peuvent être très épais et lessivés dans les zones de colluvionnement.

Tableau II.10. Profils des sols analogues échantillonnés dans le Jura

Localisation	Géologie	Couvert végétal	Topographie	Type de sol (CPCS, WRB) et description
Esserval Tartre (alt. : 845 m) M1p et M1c	Marne d'Hauterive	Pente : orge Cuvette : prairie naturelle	Pente	Sols bruns à pseudogley (Cambisol stagnique hypereutrique) - pH voisin de la neutralité, terre fine décarbonatée, - texture argile lourde, - teneur en MO : 6 à 10 %
Montbenoît (alt. : 950 m) M2p	Calcaire à pâte fine (J8)	Prairie	Replat dans une pente	Sol brun à pellicules calcaires (Leptosol eutrique) - pH légèrement acide, terre fine décarbonatée (légère désaturation de la CEC) - texture argileuse - teneur en MO : 11%
Combe Noire (alt. : 1030 m) M3c, M3ph, M3pb	Calcaire compact à grain fin	Prairie cultivée, lisières de forêt de résineux	Toposéquence : Fond et bords de la combe	Succession de trois sols très différents : Sol brun lessivé (Luvisol dystrique stagnique) (colluvial, prairie), (MO = 6 %, CEC désaturée, profondeur > 1m traces d'hydromorphie) Sol brun à pellicules calcaires (Leptosol eutrique) (pente, prairie) (MO = 7 %, CEC saturée) Sol humo-calcique (Leptosol molli-humique) (pente, forêt de résineux) (MO = 26 %, CEC saturée) - pH légèrement acide à acide, terre fine décarbonatée - texture argilo-limoneuse
Massif du Risoux, M4p (alt. : 1140 m)	Calcaire cristallin beige	Forêt de résineux	Pente	Sol humo-calcique (Leptosol molli-humique) - pH neutre, terre fine décarbonatée, - texture argileuse - teneur en MO : 20 %
La Landoz neuve, M5p (alt. : 1230 m)	Calcaire cristallin beige	Pré-bois (prairie)	Pente faible	Sol humo-calcique (Leptosol molli-humique) - pH acide à neutre, terre fine décarbonatée - texture argilo-limoneuse - teneur en MO : 15 %
La Landoz neuve, M6p (alt. : 1240 m)	Moraine glaciaire calcaire	Prairie	Pente faible	Rendzine (Leptosol rendzique) - pH neutre à alcalin, terre fine carbonatée - texture argileuse et nombreux éléments grossiers - teneur en MO : 12 %

b. Au Canada

a. Tempéré continental

Les trois sols de la toposéquence sont des sols bruns calciques. Le complexe d'échange est saturé par le calcium et le magnésium (origine dolomitique du matériau) sur toute la profondeur du profil (Tableaux II.8 et II.11, Annexe II.4). Les horizons de surface sont relativement riches en MO (4 à 7 %). Compte tenu des différences de matériau parental, les sols de cette région sont relativement proches de ceux de la région de référence : les processus dominants sont la décarbonatation et la brunification. Ces caractéristiques expliquent également que ces sols soient décarbonatés malgré la nature « morainique » de la roche-mère, et le climat plus sec que celui du Jura. Les basses températures (TMA = 6°C) peuvent également favoriser la décarbonatation du profil.

Tableau II.11. Sols de la région tempérée continentale (Elora, Ontario, Canada)

Numéro	Géologie	Couvert végétal	Topographie	Type de sol	Description
Elora research station TC1s	Till dolomitique limoneux	Culture	Sommet	Cambisol calcarique	pH neutre à alcalin, surface décarbonatée, CEC saturée par Ca ²⁺ et Mg ²⁺ , texture limono-argilo-sableuse, teneur en MO : 7 %
Elora research station TC1p	Till dolomitique limoneux	Culture	Pente	Leptosol calcarique	pH neutre à alcalin, surface décarbonatée, CEC saturée par Ca ²⁺ et Mg ²⁺ , texture limono-sableuse, teneur en MO : 4 %
Elora research station, TC1c	Till dolomitique limoneux	Culture	Thalweg	Cambisol eutrique	pH neutre, profil décarbonaté, CC saturée par Ca ²⁺ et Mg ²⁺ , texture limono-argilo-sableuse, teneur en MO : 5 %

β. Forêt boréale

Dans la région étudiée, la topographie générale est « plane », le dénivelé des toposéquences n'excède pas 2 m. Dans un cas, la position sommitale n'a pas pu être observée. Malgré cette quasi absence de relief, les différences de régime hydrique entre les sols de sommet

ou de bas-fond sont importantes. L'eau s'écoule le long des pentes et crée des conditions locales plus drainantes ou plus humides. Ces différences sont accentuées par des différences de textures dues au mode de dépôt des matériaux parentaux : les dépressions sont recouvertes d'un matériau de texture fine et donc peu perméable tandis que les mamelons sont de texture plus grossière et plus drainante. Ainsi ces « petites » toposéquences mettent en évidence l'importance du drainage dans la pédogenèse sous un climat boréal.

Les sols mal drainés sont pseudo-gleyifiés et sont parfois couverts d'un horizon tourbeux plus ou moins fibreux (Gleysol humique) (Tableau II.12). Cet horizon organique est légèrement acide (pH = 6 ; Tableau II.8). Les zones bien drainées permettent le développement de sols bruns peu épais (Cambisols, Leptosols) au nord et de Chernozems au sud en relation avec le changement de végétation (forêt de résineux au Nord, reliques de prairies de graminées au Sud). Cette dernière observation montre que dans ce contexte boréal, des variations climatiques de l'ordre de 2,5°C en TMA peuvent modifier de façon importante le fonctionnement des sols, par l'intermédiaire de la végétation.

Par ailleurs, le pH des sols varie peu : toujours alcalin, il n'atteint la neutralité que dans l'horizon organique du gleysol. L'état de carbonatation de l'horizon de surface dépend du régime hydrique du sol. Le complexe d'échange est toujours saturé, par Ca et Mg, en raison de la nature dolomitique des matériaux morainiques. La teneur en MO de l'ensemble des sols est assez élevée : toujours supérieure à 10 % dans l'horizon de surface tandis que le C/N varie entre 10 et 20, y compris dans les deux sols très humifères (B2c et B3c). Ces caractéristiques témoignent de l'action combinée du calcium et pédo-climat : l'humidité et le froid favorisent l'accumulation de MO en ralentissant l'activité des microorganismes tandis que la présence de calcium crée un milieu favorable à cette activité et permet la stabilisation de la MO humifiée. Ce fonctionnement est similaire à celui des tourbes eutrophes.

Les sols échantillonnés en forêt boréale sont souvent bien pourvus en MO, en relation avec la couverture végétale forestière et les faibles températures de la longue saison hivernale. La présence d'un matériau calcaire favorise néanmoins la formation d'humus de type mull biologiquement actif. Les sols des zones bien drainées sont brunifiés tandis que les sols des dépressions sont pseudo-gleyifiés et présentent une teneur plus élevée en MO humifiée.

Fiche II.3. Sols analogues de forêt boréale (Manitoba, Canada)



B1c, Leptosol eutrique



B2s, Leptosol eutrique



**B2p, Cambisol gleyique
calcarique**



**B2c, Gleysol histique
calcique**



**B3s, Chernozem
haplique**



**B3p, Chernozem
calcique**



**B3c, Gleysol sapri-
histique calcique**

Tableau II.12. Profils des sols analogues échantillonnés en forêt boréale

Numéro	Géologie	Couvert végétal	Topographie	Type de sol (canadien + WRB)	Description
Lundar B3s	Dépôt fluvio-glaciaires : Till calcaire argilo-limoneux	Chênaie-tremblaie	Sommet	Rego Dark gray Chernozem Chernozem haplique	pH neutre à alcalin, terre fine décarbonatée en surface, texture argileuse ; horizon humifère mélanisé, grumeleux, et épais, incorporation profonde de la MO : à 20 cm, encore 5 % de MO.
Lundar B3p	Dépôt fluvio-glaciaires : Till calcaire argilo-limoneux	limite bois-zone humide	mi-pente,	Calcareous Dark gray Chernozem Chernozem calcique	pH alcalin, terre fine carbonatée, texture argileuse ; horizon humifère épais, mélanisé, grumeleux ; incorporation profonde de MO : à 30 cm, encore 6 % MO.
Lundar B3c	Dépôt fluvio-glaciaires : Till calcaire limono-argileux	Prairie humide (carex)	Dépression	Humic Gleysol Gleysol saprihistique calcique	pH légèrement acide à neutre, terre fine non carbonatée, texture argileuse ; horizon de surface organique : accumulation de MO décomposée sur 15 à 30 cm (40 % de MO, C/N = 10), transition nette avec l'horizon minéral calcaire, traces d'hydromorphie.
Gypsum -ville B2s	Calcaire dur recouvert d'un sable limoneux morainique dolomitique	Forêt éparse de résineux	Pas de relief	Orthic Eutric Brunisol Leptosol eutrique	Sol peu épais et caillouteux, pH alcalin, terre fine non carbonatée, terre fine de texture sablo-limoneuse, CEC élevée et saturée, MO à C/N = 15, (teneur : 15 à 35 %)
Gypsum -ville B2p	Limon calcaire morainique	Forêt éparse de résineux	Haut de pente	Gleyed Eutric Brunisol Cambisol stagnique calcarique	pH alcalin, terre fine carbonatée de texture limono-sableuse. MO fibreuse en surface et de C/N > 25 (moder), traces d'hydromorphie
Gypsum -ville B2c	Till limoneux et caillouteux « très » calcaire	Zone humide	Dépression (cuvette)	Rego Gleysol, Gleysol histique calcique	pH alcalin, texture argileuse, terre fine carbonatée dans les horizons minéraux, horizon de surface organique : accumulation de MO humifiée sur 15 cm (teneur en MO : 34 % ; C/N = 15)
Grand rapids B1c	Till limoneux carbonaté peu épais recouvrant un banc de calcaire dur dolomitique fracturé	Forêt éparse de résineux	Pas de relief	Eutric Brunisol (Lithic phase : 10 cm) Leptosol eutrique	Sol très peu épais, très caillouteux, très sec, pH alcalin, terre fine limono-argileuse non carbonatée, présence d'un horizon brunifié, teneur en MO supérieure à 10 % dans tout le profil (C/N = 20).

Tableau II.13. Profils des sols analogues échantillonnés en steppe froide

Numéro	Géologie	Couvert végétal	Topographie	Type de sol (classification canadienne et WRB)	Description
Rapid city (Brandon) S1s	Moraine calcaire	Culture	Sommet de pente	Carbonated rego black chernozem Chernozem calcique	pH alcalin, profil carbonaté, texture limono-sablo-argileuse, teneur en MO : 3 % en surface, horizon humifère peu épais (10 cm)
Rapid city (Brandon) S1p	Moraine calcaire	Culture	Pente	Carbonated black chernozem Chernozem calcique gleyique	pH alcalin, profil carbonaté, nombreux éléments grossiers, texture limono-sablo-argileuse, teneur en MO : 4 % en surface, et 2 % à 40 cm, teneur élevée en Na
Rapid city (Brandon) S1c	Moraine calcaire	Culture	Thalweg	Gleyed black chernozem Chernozem molli-glossique gleyique	pH alcalin, décarbonaté en surface, CEC saturée, texture limono-sablo-argileuse, structure grumeleuse, teneur en MO : 4,5 %, incorporations ponctuelles de MO jusqu'à 1 m précipitations salines en surface, traces d'hydromorphie
Viriden S2s	Moraine calcaire	Culture	Sommet de pente	Carbonated rego chernozem Chernozem calcique	pH alcalin, profil carbonaté, texture limono-sableuse, teneur en MO : 2 %, horizon humifère peu épais (10 cm)
Viriden S2c (horizon de surface)	Moraine calcaire	Culture	Bas de pente	Black chernozem, Chernozem haplique	pH alcalin, terre fine décarbonatée, CEC saturée, texture limono-sablo-argileuse, structure grumeleuse, teneur en MO : 5 %.
Anerley S3s	Moraine calcaire	Culture	Sommet de pente	Orthic dark brown chernozem Kastanozem calcique	pH alcalin dans tout le profil, taches de rouille, en surface : terre fine non carbonatée, texture limono-sableuse, teneur en MO : 2,6 %, limite nette de la coloration brun foncé avec l'horizon inférieur
Anerley S3p	Moraine calcaire	Culture	mi-pente	Orthic dark brown chernozem Kastanozem calcique	pH alcalin dans tout le profil, horizon de surface décarbonaté, texture limono-sablo-argileuse, teneur en MO : 2 %
Anerley S3c	Moraine calcaire	Culture	Thalweg	Gleyed dark brown chernozem Kastanozem gleyique	pH neutre, terre fine décarbonatée, texture argileuse, accumulation de MO et incorporation profonde (autour de 5 % sur 30 cm et 2 % jusqu'à 50 cm), traces d'hydromorphie
Beechy S5s	Moraine calcaire	Prairie	Sommet de pente	Calcareous brown chernozem Kastanozem calcique	pH alcalin, terre fine carbonatée, texture sableuse, teneur en MO : 4 % en surface
Beechy S5c	Moraine calcaire	Prairie	Thalweg	Orthic regosol, Kastanozem haplique	pH neutre, terre fine décarbonatée, texture limoneuse, structure colonnaire, teneur en MO : 7 %

γ. Steppe froide

Les sols échantillonnés sont tous de la classe des Chernozems (Tableau II.13), caractérisés par la présence d'un horizon humifère structuré profond, noir. Ces propriétés sont dues à la bioturbation très intense et à la maturation climatique de la MO.

Les teneurs en MO varient de 2 à 7 % et le C/N est compris entre 9 et 11 sauf dans un cas où il est de 15), ce qui témoigne d'une bonne activité biologique. Les variations de couleur (noir à marron foncé puis à marron) des profils de ce groupe correspondent à une diminution des précipitations (climat sub-humide à semi-aride) et au type de végétation originelle (prairie/bois à prairie mésophile ou à xérophile) qui influencent la quantité et la profondeur d'incorporation de MO.

En plus de la mélanisation, apparaissent d'autres processus, liés à la dynamique de l'eau : la décarbonatation des horizons de surface, la précipitation de carbonates secondaires et la pseudo-gleyification des sols mal drainés. La plupart de ces sols ont un pH neutre à alcalin et sont souvent décarbonatés en surface. Les horizons de surface sont carbonatés suite à l'érosion récente due aux pratiques agricoles. L'érosion hydrique empêche le développement du chernozem typique en position sommitale. En bas de pente, au contraire, les agrégats érodés riches en matière organique s'accumulent. Si le matériau parental est peu drainant, les sols des thalwegs présentent des traces d'hydromorphie.

Fiche II.4. Sols analogues de steppe froide (Manitoba, Canada)



Toposéquence S1s-S1p-S1c



S1s, Chernozem calcique



**S1p, Chernozem gleyique
calcique**



**S1c, Chernozem molli-
glossique gleyique**

Fiche II.4 (suite). Sols analogues de steppe froide (Manitoba, Canada)



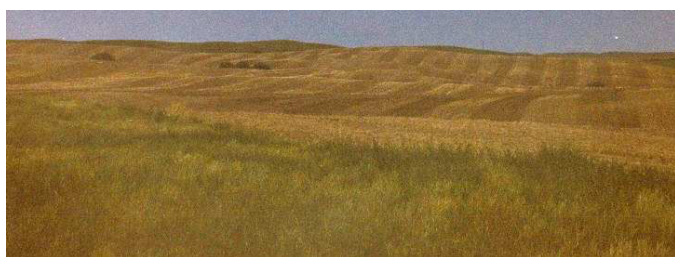
**S3s, Kastanozem
calcique**



**S3p, Kastanozem
calcique**



**S3c, Kastanozem
gleyique calcique**



Toposéquence S3s, S3p, S3c



**S5c, Kastanozem
haplique**

Les sols de la région analogue de steppe froide sont des chernozems, dont les caractéristiques varient en fonction de la topographie et de l'aridité. Les sols de bas de pente sont marqués par l'hydromorphie temporaire tandis que les sols de sommet et de pente sont érodés. Ces deux facteurs déterminent, entre autres, la teneur en MO de l'horizon de surface.

C. Matière organique des sols analogues

Nous avons étudié en détail les caractéristiques de la MO des sols analogues, afin de mettre en évidence d'éventuelles variations dues au climat et de prévoir les conséquences de ces variations sur la mobilité des radionucléides. En plus du climat, la couverture végétale, en particulier la mise en culture, influence les propriétés du sol : entre autres la teneur et nature de la MO, donc la CEC, le C/N et l'état de carbonatation (pH). C'est pourquoi nous distinguons les groupes de sols selon le type de végétation.

1. Teneur en carbone organique

Parmi les échantillons de surface analysés, les teneurs les plus faibles en MO sont obtenues dans les sols cultivés : la teneur en $C_{\text{organique}}$ varie de 1 % à 4,5 % (Figure II.7 et Tableau II.8). Ces sols proviennent de zone tempérée et de steppe froide. Les teneurs les plus basses ont été obtenues dans trois des sols de steppe. Ces sols sont situés en sommet ou en pente, et la faible teneur en $C_{\text{organique}}$ peut être attribuée à la forte érosion que ces sols subissent. Le sol cultivé le plus riche en $C_{\text{organique}}$ est un sol de montagne. Compte tenu du contexte local, ce sol était probablement encore une prairie peu de temps avant le prélèvement. Dans les sols cultivés, la MO est diluée dans toute la profondeur de la couche de labour et sa minéralisation est favorisée, alors que dans les sols de prairie et de forêt, la MO est concentrée dans un horizon de surface généralement peu épais. La teneur en MO doit donc être mise en relation avec la profondeur de l'horizon humifère. Les sols de prairie et de forêt sont dans l'ensemble plus riches en MO ($C_{\text{organique}} \geq 4\%$ sauf dans deux cas). Ces sols proviennent majoritairement de montagne et de forêt boréale. Les sols de forêt boréale présentent pour la plupart une litière, beaucoup plus riche en $C_{\text{organique}}$ que l'horizon A1 (B2p : 9,6 %, B3s : 7,2 %, B3c : 23,8 %). Pour nos échantillons, l'occupation du sol et le climat sont les deux facteurs de variation les plus importants en terme de teneur en $C_{\text{organique}}$. Notre échantillonnage ne nous permet pas de faire la part des effets de chacun de ces deux facteurs. La qualité du drainage du sol est un facteur moins important que le couvert

végétal ou le climat : en effet l'occurrence de conditions hydromorphes ne correspond que dans deux cas à des teneurs en MO très élevée (B3c et B2c). L'horizon de surface de ces sols est coloré en noir et présente une texture grasse au toucher.

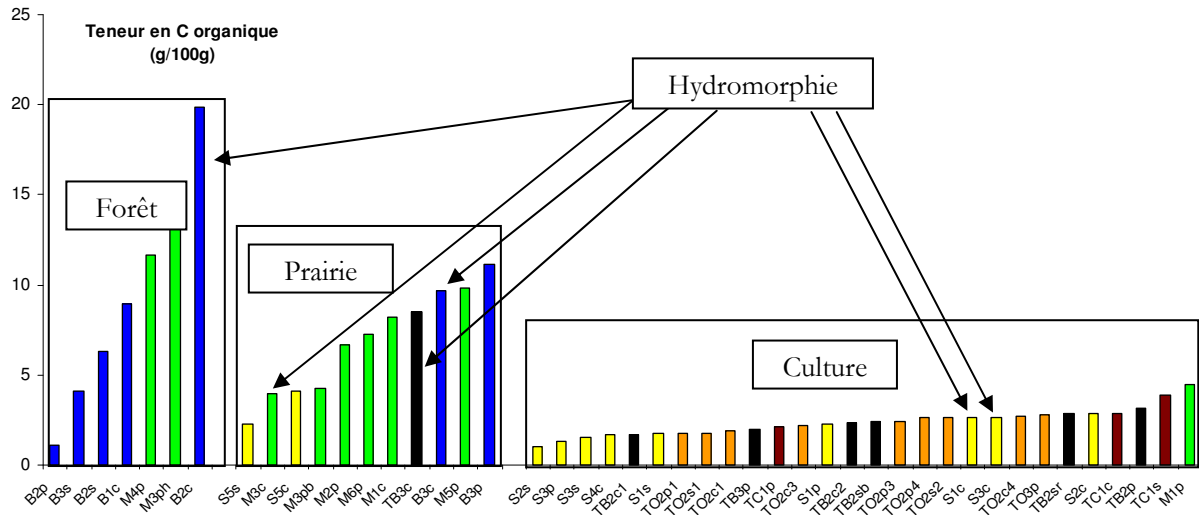


Figure II.7. Teneur en C_{organique} des horizons de surface des sols analogues, classés par occupation du sol et par teneur croissante

bleu : forêt boréale, vert : étage montagnard, jaune : steppe froide, orange : le tempéré continentale, marron : tempéré océanique, noir : région de référence.

2. Répartition du carbone dans les fractions chimiques de la matière organique

Le fractionnement de la MO en AF, AH et humines a été réalisé pour 18 des sols analogues et de la région de référence : M3pb, M3c, M5p, M6p, B1c, B2p, B2c, B3s, B3c, S1c, S1p, S5c, S5s, TC1s, TB2p, TB2c1, TB3p, TB3c (Tableau II.14).

La MO contenue dans la **fraction < 50 µm** est considérée comme de la MO humifiée. La proportion de C_{organique} contenu dans cette fraction qui correspond donc à un taux d'humification, varie de 20 à 70 % selon les sols. Ce taux est le plus faible dans les sols de prairie (20 à 42 %, sauf B3c = 47 %) et de forêt (24 à 48 %) et plus élevé dans les sols cultivés (51 à 70 % sauf TC1s = 47 %). Il semble donc, que pour nos échantillons, l'occupation du sol soit un facteur déterminant du taux d'humification, à un degré plus important que la zone climatique. Nous ne disposons pas d'informations assez complètes pour pouvoir relier ces variations à la durée de la mise en culture de ces sols. Dans la plupart des sols étudiés (13 sur 18), la MO est majoritairement de la MO fraîche (taux < 50 %). Le C/N varie 8 à 16 ce qui traduit une bonne activité biologique dans tous les sols échantillonnés.

Tableau II.14. Caractéristiques de la matière organique

Référence du sol	C _{organique} total (g/100g de sol)	C/N global	C _{organique} de la fraction <50µm rapporté au C _{organique} total (%)	C/N fraction<50µm	AF (%)	AH (%)	Humine (%)	Rapport AF/AH
<u>forêt</u>								
B2p	1,1	15,1	48,1	16,0	14,8	0,0	85,3	-
B3s	4,1	10,9	41,6	10,8	7,0	1,0	92,0	6,9
B1c	9,0	13,3	24,0	11,7	5,2	8,5	86,3	0,6
B2c	19,8	15,2	33,9	15,0	4,6	15,3	80,1	0,3
<u>prairie</u>								
S5s	2,3	9,3	28,0	8,7	9,7	0,0	90,3	-
M3c	3,9	9,9	41,5	10,1	19,0	20,1	60,9	0,9
S5c	4,1	10,5	26,5	11,0	11,9	13,5	74,7	0,9
M3pb	4,3	10,7	38,4	10,2	17,2	28,6	54,2	0,6
M6p	7,3	11,0	19,7	10,0	13,8	13,2	73,0	1,0
TB3c	8,5	8,4	21,8	8,3	7,5	8,9	83,6	0,8
B3c	9,7	10,3	47,2	10,0	5,2	21,5	73,4	0,2
M5p	9,9	10,7	22,5	10,7	17,4	23,7	58,9	0,7
<u>culture</u>								
TB2c1	1,7	10,2	64,7	10,8	6,7	22,3	71,1	0,3
TB3p	2,0	10	65,1	10,4	8,7	0,0	91,3	-
S1p	2,3	15,1	51,6	12,6	13,3	0,0	86,7	-
S1c	2,6	10,5	69,2	12,1	4,7	7,9	87,4	0,6
TB2p	3,2	10,4	69,5	10,1	8,0	6,2	85,8	1,3
TC1s	3,9	10,3	47,0	10,8	12,4	17,6	70,0	0,7

a. Distribution de la matière organique humifiée en acides fulviques, humiques et en humine

Les quantités d'**humine** (carbone non extractible) varient de 54 à 92 % (Tableau II.14) et ce, indépendamment du couvert végétal. L'extraction étant réalisée sur la fraction <50 µm, le carbone extractible représente seulement une faible part de la MO totale du sol. Les rendements d'extraction les plus importants ont été obtenus dans les sols de montagne (54 à 73 % d'humines). Ce rendement est plus faible (humine = 70 à 90 %) dans les sols des autres zones climatiques, et notamment dans les sols de steppe, qui ont un taux d'humine > 85% dans trois échantillons sur quatre. Parmi les sols de région tempérée, le sol brun calcaire et la rendzine ont les taux d'humine les plus élevés (85 à 90 %). Les sols ayant la plus grande proportion de carbone extractible sont également les plus riches en **AH** (sols de montagne et les sols B3c, S5c, TC1s, TB2c1) avec AH > 13 %. Les sols de montagne sont aussi les plus riches en **AF** (> 13 %) (Figure II.8). Le rapport AF/AH de ces sols varie de 0,6 à 1. Les rapports **AF/AH** les plus bas (≤ 0,3) ont été obtenus dans TB2c1, B3c et B2c qui sont trois sols colluviaux de région boréale et

tempérée. Deux d'entre eux sont fortement marqués par l'hydromorphie. Quatre des échantillons où les AF dominent sur les AH ($AF/AH \gg 1$) sont « fortement » carbonatés : TB3p, S1c, S5s, B2p. Pour les autres sols, les variations du rapport AF/AH semblent indépendantes de l'occupation du sol (sauf pour les sols de prairie où $0,5 < AF/AH < 1$ en général), du climat, du drainage et de la position topographique.

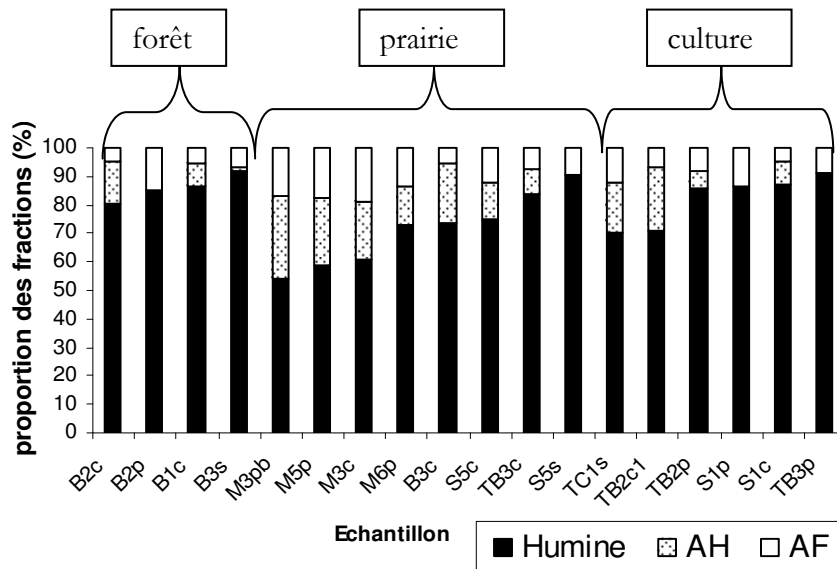


Figure II.8. Distribution du $C_{\text{organique}}$ dans les trois fractions (humine, AH, AF) et rapport AF/AH pour les 18 sols, classés selon leur région climatique.

A partir de ces résultats sur la distribution du $C_{\text{organique}}$, il semble que trois groupes de sols se distinguent en relation avec la végétation qu'ils supportent (*i.e.* occupation du sol) : les **sols de montagne**, où la MO de la fraction $< 50 \mu\text{m}$ est extractible en grande partie et est particulièrement riche en AF ; les **sols pseudo-gleyifiés boréaux**, riches en MO, avec un rapport AF/AH très bas ; les **chernozems** (sols de steppe et B3s) et les **sols calcaires de région tempérée**, riches en humine et relativement pauvres en AH. Ce dernier groupe montre quelques analogies entre les deux types d'humification de la MO : la stabilisation calcique et la maturation climatique. Cependant, une analyse plus fine de l'humine indiquerait probablement que celle-ci présente une composition différente selon le processus (Duchaufour, 1983)

Ces observations sont confirmées par les résultats de l'ACP réalisée avec les données de la distribution du $C_{\text{organique}}$ (Figure II.9). Trois groupes se distinguent dans le plan de corrélation $F1 \times F2$, en particulier selon l'axe $F1$, « humine-AH » : **groupe 1**, les sols de montagne, riches en AH et en AF ; **groupe 2**, sols riches en humine et où le $C_{\text{organique}}$ est majoritairement dans la fraction $< 50 \mu\text{m}$, ce groupe inclut la majorité des sols de steppe, deux sols de forêt boréale (dont

un chernozem) et deux sols de région tempérée (rendzine brunifiée et sol brun calcaire) ; **groupe 3**, dont les caractéristiques sont intermédiaires et comprend trois des sols tempérés, un sol de montagne (rendzine sur moraine calcaire) et un sol de steppe. La proximité de la rendzine, du sol brun calcaire et des chernozems (groupe 2) indique une similarité dans la distribution du $C_{\text{organique}}$ dans ces sols même si les processus d'humification (mélansation climatique et stabilisation calcique) y sont différents.

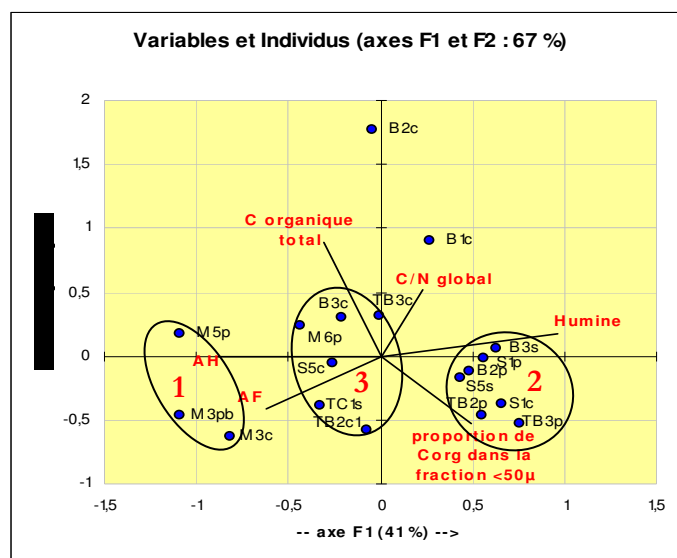


Figure II.9. ACP sur les caractéristiques de la matière organique.

Représentation des variables et des individus dans le plan F1* F2

b. Composition élémentaire des acides humiques

Quatorze échantillons d'AH ont été analysés. La composition des AH est dominée par le carbone (45,3 à 54,5 %), suivi de l'oxygène (36,4 à 44,6 %) puis de l'azote (3,5 à 7,0 %) et de l'hydrogène (3,5 à 5,3 %). Pour sept échantillons (M3c, M5p, M6p, TB3c, TC1s, B1c, et B3c), le total de la composition élémentaire des AH est inférieur ou égal à 85 %. Ces AH extraits sont susceptibles de contenir des impuretés minérales.

Dans cette étude, les AH qui présentent les teneurs les plus élevées en C ($\geq 50\%$) proviennent des sols des régions boréale et tempérée. Les AH des premiers ont des teneurs en H plus basses ($\leq 4,5\%$) que ceux des seconds ($H \geq 4,9\%$) (Figure II.10). Les AH des sols de montagne ont des teneurs en H comprises entre 4,5 et 4,9 % et ont les teneurs les plus basses en C ($\leq 48\%$). Les AH des deux sols de steppe ont des teneurs en H assez faibles mais des teneurs en C très

différentes (4,2 et 3,8% de H ; 48% et 54% de C respectivement). Il en ressort que le rapport H/C des AH des sols boréaux et steppiques (B+S) est plus bas que celui des AH des sols de zone tempérée et de montagne (TB et M) (Figure II.11). **Ces caractéristiques traduisent la présence dans les sols de steppe et de forêt boréale, de molécules condensées, constituées de noyaux aromatiques, caractéristiques des sols soumis à climat contrasté avec des périodes de dessiccation intense (van Krevelen, 1961).**

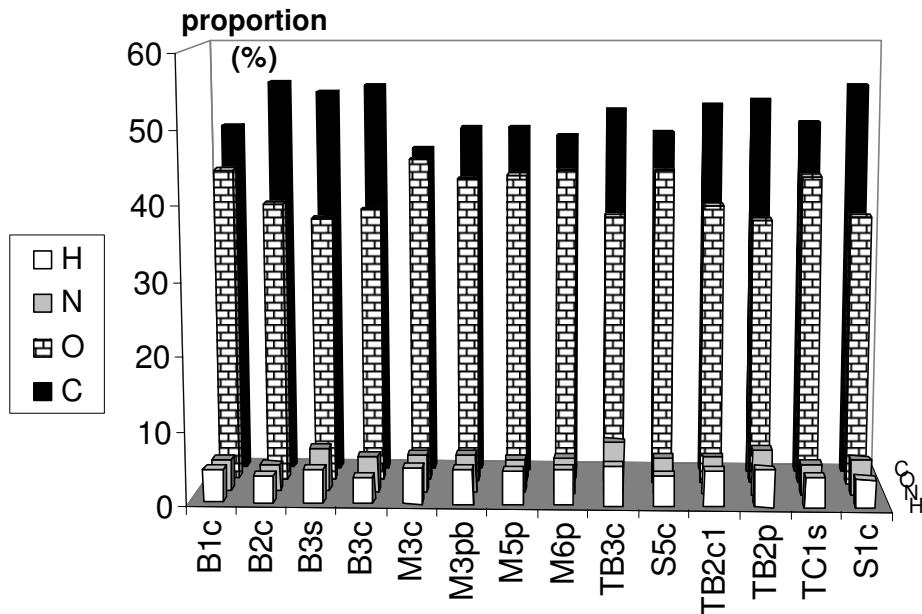


Figure II.10. Composition élémentaire (%) des AH des sols échantillonnés, classés par type de végétation

Les AH des sols de montagne (M) sont, de plus, caractérisés par des teneurs en O et un rapport O/C élevés. Ces AH sont potentiellement les plus riches en groupements carboxyles ou en carbohydrates, ce sont donc des molécules assez réactives. Ces AH présentent donc un H/C et un O/C élevés, ce qui signifie que la MO y est peu évoluée. Si les AH des sols de montagne constituent l'extrémité « peu condensée, très oxydée » du diagramme de van Krevelen (Figure II.11), l'autre extrémité (AH très condensés, réduits) est constituée des AH des sols hydromorphes (Bh + Sh = B3c, B2c, S1c).

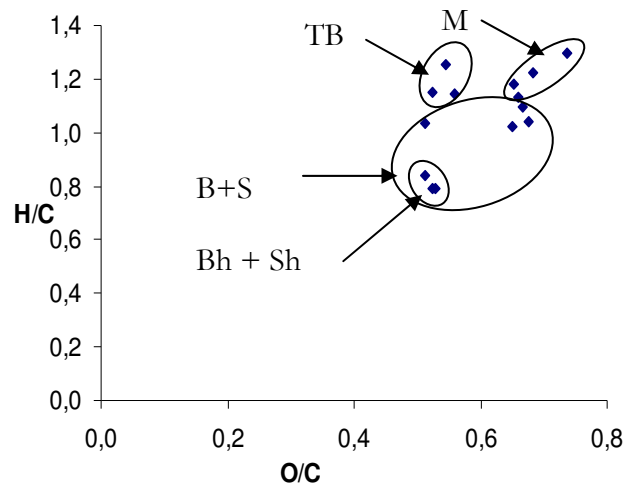


Figure II 11. Diagramme de van Krevelen des acides humiques

B : sols de forêt boréale, M : sols de l'étage montagnard, S : sols de steppe froide, TB : sols de la région de référence, h : sols hydromorphes

La teneur en N des AH est la plus élevée dans les sols cultivés et les prairies. Elle reflète les pratiques culturales, ces sols étant probablement fertilisés régulièrement. La teneur en N plus élevée des sols cultivés ou prairiaux peut aussi résulter en partie de la fixation d'azote atmosphérique par la microflore du sol, elle-même favorisée par les pratiques agronomiques. Il en résulte que ces AH ont un rapport C/N bas.

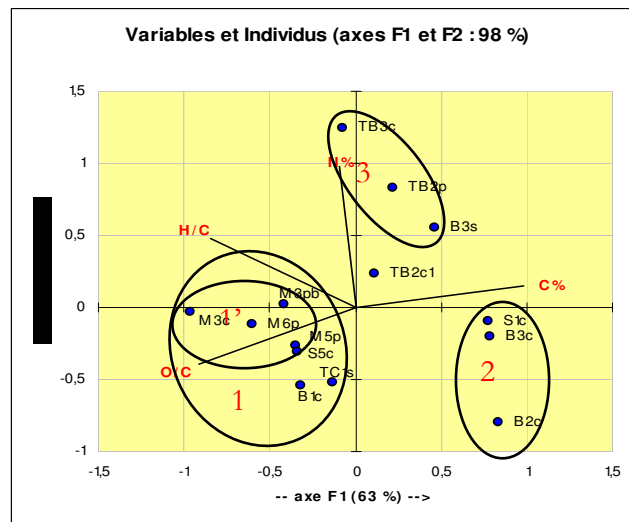


Figure II.12. ACP des rapports atomiques élémentaires des AH

Ces résultats peuvent être synthétisés à travers la lecture d'une ACP (Figure II.12), qui distingue trois groupes d'AH : un groupe (1) dont la teneur en C est basse et le rapport O/C est relativement élevé, les sols de montagne en font partie (1'), cependant, les AH des sols de

montagne ont un rapport H/C relativement plus élevé que ceux des autres sols du groupe ; un groupe (2) formé de trois sols colluviaux hydromorphes (S1c, B3c, B2c), caractérisés par des rapports H/C et O/C faibles ; un groupe (3) qui comprend les sols dont les AH ont les teneurs en azote les plus élevés (TB3c, TB2p, B3s), les deux premiers étant des sols cultivés.

c. Bilan sur le fractionnement chimique de la matière organique

L'ensemble de ces résultats permet de distinguer plusieurs groupes de sols selon la nature de la MO qu'ils contiennent. Les **sols de montagne** sont caractérisés par un taux d'humification et un taux d'humine faibles, de fortes teneurs en AF et en AH ; ces AH ont des teneurs en C faibles et en O élevées, avec un rapport H/C élevé. Le rapport O/C élevé pourrait indiquer l'abondance de groupements carboxyles ou de carbohydrates (van Krevelen, 1961; Canellas & Façanha, 2004). Les caractéristiques de la MO des sols de montagne sont liées au froid, qui ralentit l'humification, et aux précipitations abondantes ($> 1000 \text{ m.an}^{-1}$) qui permettent la décarbonatation des sols voire le lessivage et le transport des molécules organiques (les molécules ne sont pas bien stabilisées). Le gel, qui peut favoriser la condensation des molécules organiques par dessiccation, ne semble pas être le facteur déterminant la qualité de la MO dans les sols que nous avons étudiés. Les **sols de steppe, regroupés avec les sols calcaires de zone tempérée**, ont des teneurs en MO relativement faibles. La MO de ces sols est majoritairement humifiée et elle contient une forte proportion d'humines. Ces caractéristiques peuvent être mises en relation avec la mise en culture. Les **sols boréaux** ont des teneurs en MO élevées, généralement peu humifiée et contenant une grande proportion d'humine ; le rapport H/C des AH de ces sols est plus bas que ceux des sols de région tempérée et de montagne. Parmi les sols boréaux, les **sols hydromorphes** se distinguent par un rapport AF/AH très faible et des AH ayant une structure très condensée (H/C et O/C bas). Contrairement à ce qui était attendu, c'est dans les sols hydromorphes qu'on observe la MO la plus condensée (Barančíková, 2002). Ceci pourrait être expliqué par l'alternance des conditions humides et sèches dans ces sols. Ces sols sont de plus décarbonatés, la MO n'est donc pas bloquée par le calcaire et peut évoluer, le rapport C/N de ces sols indiquant une bonne activité biologique (C/N de 10 à 15). La MO des sols des **biomes tempérés** présente des caractéristiques variées, mais pour la plupart des échantillons, elle se rapproche de celle des sols de **steppe froide** : taux d'humification élevé, teneur en humine élevée. Les AH des sols de région tempérée ont un rapport O/C bas et un rapport H/C élevé. Dans l'ensemble, nous n'avons pas observé les résultats habituellement présentés dans la littérature, à savoir que le C/N est plus bas et AF/AH plus faible dans les régions chaudes

(tempéré) par rapport aux régions froides (toundra) (Dai *et al.*, 2002 ; Miller *et al.*, 2004). Cependant les observations présentées dans la littérature concernent souvent un petit nombre de sols par zone climatique et sont peu représentatives des sols formés sur roche-mère calcaire.

2. Spectroscopie

a. Spectroscopie infra-rouge

Les AH de 14 échantillons ont pu être analysés par spectroscopie infra-rouge. Deux spectres ont été acquis avec une proportion d'AH inférieure à 15 % en raison de la faible quantité d'AH obtenue (TB2c1 et B3s).

Tableau II.15. Interprétation des bandes d'absorption obtenues en DRIFT

Type et nombre d'onde (cm^{-1}) de la bande	Type de liaison ou groupement fonctionnel
Epaulements à 3694 et à 3620	O-H des Argiles (kaolinite)
Large bande centrée vers 3350	O-H (eau)
Bande à 3090	N-H
Epaulement à 2960	groupements méthyliques CH_3
Bandes à 2935 et 2855	Groupements alkyles CH_2
Large bande de 2700 à 2500	Acides carboxyliques
Bande de 1710 à 1720	$\text{C}=\text{O}$ des carboxyles, aldéhydes et cétones
Bande de 1670 à 1630	$\text{C}=\text{O}$ des amides I, des quinones, et cétones conjuguées
Massif à 1540-1510	N-H, $\text{C}=\text{N}$ d'amide II, $\text{C}=\text{C}$ aromatiques
Massif de 1260 à 1200	C-O, OH des carboxyles, des phénols et aryle éthers
Bande de 1170 à 1120	C-OH de O-H aliphatiques
Bande de 1070 à 1040	C-O de polysaccharides, Si-O des argiles
Bande à 915	O-H de la kaolinite

Les spectres des 14 AH ont tous le même profil (Figure II.13 ; Annexe II.5). Les différences observées entre les spectres concernent uniquement les intensités relatives des bandes, ce qui correspond aux proportions des différents groupements fonctionnels. Certains spectres indiquent la présence d'argiles mélangées aux AH : M5p, M6p, TB3c, et dans une moindre mesure, B1p, S5c, TB2p, TB3c, TC1s. Les absorptions des argiles (kaolinite) peuvent interférer avec certaines bandes d'absorption de la MO (Tableau II.15).

Les différents contextes climatiques, topographiques et végétaux ne suffisent pas à expliquer les ressemblances et les différences entre les spectres. Des similarités ont été observées dans les spectres de certains sols. Les spectres de **B2c, B3c, S1c**, présentent des bandes de faible intensité par rapport aux autres spectres : faible absorption à 2935 cm^{-1} et à 1660 cm^{-1} , absence de bande à 1540 cm^{-1} , bande assez large à 1230 cm^{-1} et bande peu intense à 1040

cm^{-1} . La bande la plus intense est celle des $\text{C}=\text{O}$ (1720 cm^{-1}). Ces profils indiquent une MO évoluée, condensée, pauvre en composés aliphatiques et en polysaccharides. L'occurrence de conditions hydromorphes sous un climat contrasté et dans un sol présentant une bonne activité biologique pourrait expliquer cette évolution. Les deux autres sols hydromorphes échantillonnés (TB3c et M3c) ne présentent pas le même profil : bande vers 2960 cm^{-1} mieux résolue, bande à 2935 cm^{-1} plus intense, bande à 1660 cm^{-1} plus intense que celle à 1720 cm^{-1} , bande à 1540 cm^{-1} présente, bande à 1040 cm^{-1} plus intense que celle à 1230 cm^{-1} .

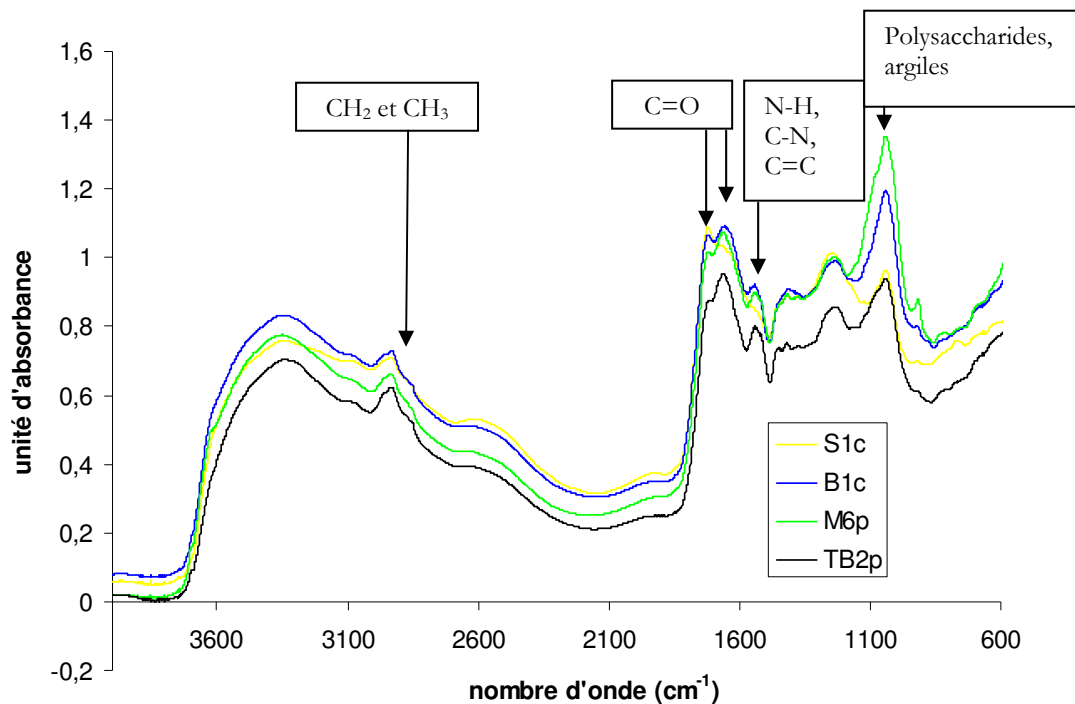


Figure II.13. Spectres DRIFT de quatre AH, représentatifs des différents types de spectres obtenus

D'autre part, les AH de deux sols de montagne (**M5p** et **M6p**) présentent des spectres DRIFT strictement identiques alors qu'ils se sont formés sur des roches mères différentes et que les caractéristiques des profils sont différentes. Les bandes de ces spectres sont assez bien résolues (l'intensité de la bande à 1040 cm^{-1} est due à la présence d'argile dans les AH extraits). Il semblerait donc que malgré la différence de matériau parental, l'humification de la MO dans ces deux sols ait conduit à des substances humiques similaires. Ces deux groupes de sols, B3c, B2c, S1c d'un côté, et M5p et M6p de l'autre, présentent des spectres « extrêmes » (Figure II.13). Les neuf autres sols présentent des profils intermédiaires, légèrement différents les uns des autres :

massif moyennement intense à 2935 cm^{-1} , bande à 1660 cm^{-1} plus intense que celle à 1720 cm^{-1} , bande à 1540 cm^{-1} présente mais plus ou moins intense et large, bande intense à 1040 cm^{-1} .

La présence et l'intensité de certaines bandes ont pu être mises en relation avec la composition élémentaire des échantillons. Le massif des aliphatiques de 2935 cm^{-1} à 2850 cm^{-1} est très peu marqué dans les spectres des AH de S1c, TC1s, B3c, et B2c et très intense dans ceux de TB2c1, TB2p, TB3c, B3s. Cela peut être relié au rapport H/C obtenu dans ces échantillons : faible dans S1c, B3c et B2c et plus élevé (> 1) dans TB2c1, TB2p, TB3c et B3s. Cependant, les échantillons de montagne où le rapport H/C est $> 1,2$ ne présentent pas de bande très intense vers 2935 cm^{-1} et 2850 cm^{-1} . Les spectres des sols B3c, B2c, S1c, TC1s présentent à la fois une bande plus intense à 1660 cm^{-1} qu'à 1720 cm^{-1} et une bande peu intense à 1540 cm^{-1} . Ceci indique une faible quantité de groupements azotés (amides, amines...) qui pourrait correspondre à leur faible teneur en N. *A contrario*, les sols dont la teneur en N est plus élevée (TB3c, TB2p, B3s, M3c, M3pb) présentent des bandes intenses à 1660 cm^{-1} et 1540 cm^{-1} . L'intensité de la bande à 1040 cm^{-1} semble bien corrélée à la teneur en O des échantillons : elle est peu intense dans B3s, TB2p, S1c, B3c, B2c et plus intense pour M3c, S5c, M6p, B1p. Dans les sols M6p et M5p cette bande est exagérément intense en raison de la présence d'argile dans ces échantillons (absorption par les liaisons Si-O).

b. Résonance magnétique nucléaire

A la différence des spectres DRIFT, les spectres RMN (Annexe II.6) ont été obtenus sur des échantillons totaux (terre fine). Les deux échantillons retenus pour cette étude sont S1c (Chernozem molli-glossique) et B1c (Leptosol eutrique). Ces deux sols diffèrent non seulement par le climat mais aussi par la végétation : culture pour S1c et sous-bois de résineux pour B1c. La distribution des groupements carbonés de chacun de ces deux sols est typique de la végétation qui le recouvre. Dans S1c, l'abondance des groupements carbonyles et celle des C aromatiques par rapport aux alkyles (Tableau II.16) sont typiques d'une végétation de prairie ou de culture, tandis qu'en B1c la teneur plus faible en groupements carbonyles et la plus forte proportion d'alkyles sont caractéristiques d'une végétation arborée (Mahieu *et al.*, 1999). Les caractéristiques des spectres indiquent également que la MO est davantage transformée dans S1c que dans B1c : peu de composés aliphatiques, un taux d'aromaticité plus élevé, des groupements carboxyles et aromatiques plus abondants. La MO de B1c présente une grande proportion d'alkyles (78 % de C aliphatique), ce qui correspond à la préservation de molécules stables telles que les résines et cires (Zech, 1989). Le ratio alkyle/O-alkyle plus élevé, ainsi que l'abondance des O-alkyles par rapport

aux autres groupements reflète la faible dégradation de la MO (Almendros *et al.*, 2000). Les caractéristiques de ces spectres coïncident avec les résultats sur la composition élémentaire des AH de ces échantillons : les rapports H/C et O/C sont plus faibles dans S1c que dans B1c, indiquant une aliphatité et une teneur en groupements oxygénés plus élevés dans ce dernier.

Tableau II.16. Distribution de C (en %) dans les quatre régions de déplacement chimique des spectres ^{13}C RMN

		S1c	B1c
0 - 50 ppm	chaînes aliphatiques	23,55	30,73
50 - 110 ppm	groupements O-alkyls	43,40	45,15
110 - 160 ppm	C aromatiques	23,09	16,44
160 - 190 ppm	R-CO-R' où R'=OH, H ou NH ₂	9,96	7,68
	C aliphatiques	66,95	75,88
	ratio alkyl/O-alkyl	0,54	0,68
	aromaticité	30,01	19,67

Le « C aliphatiques » est la somme des chaînes aliphatiques et des groupements O-alkyles (0 à 110 ppm). Le ratio alkyle/O-alkyle est le rapport des ces deux quantités. Le taux d'aromaticité est le rapport des C aromatiques sur les C non aromatiques.

Les informations données par la RMN sur les échantillons totaux peuvent être complétées et confirmées par les spectres infrarouge DRIFT des AH des deux mêmes sols (Figure II.14) : 1) Les AH de B1c présentent une bande légèrement plus intense au niveau des alkyles par rapport à S1c ; 2) Les groupements contenant N sont présents dans B1c et peu dans S1c ; 3) B1c contient plus de composés polysaccharidiques que S1c. Les observations 1 et 3 confirment les résultats obtenus en RMN, tandis que l'observation 2 est un élément nouveau. Cette comparaison montre que dans ces échantillons, malgré le procédé d'extraction chimique opéré, les caractéristiques des AH mesurées rendent compte correctement de la structure chimique de la MO totale du sol.

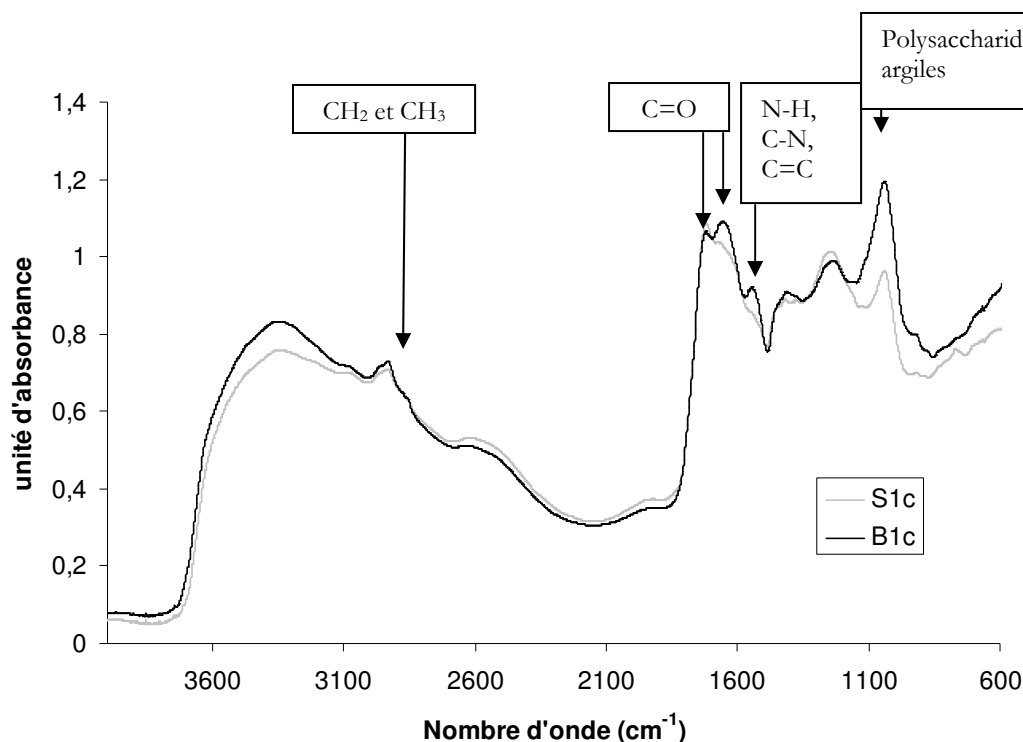


Figure II.14. Spectres DRIFT des AH des deux sols analysés en RMN

Les différentes techniques utilisées pour étudier la MO des sols échantillonnés dans les régions analogues donnent des résultats complémentaires sur l'état d'humification et la composition chimique de la MO. Dans les **sols étudiés**, la **présence de calcaire et l'abondance de calcium bloquent l'évolution de la MO et conditionnent donc la nature de cette dernière. Pour cela, elle varie peu d'une région climatique à l'autre et sous les différents couverts végétaux..** Seule la MO des sols de montagne se distingue réellement des autres par sa faible teneur en humine et des AH peu condensés, dont les teneurs en O et en H sont élevées. Dans ce cas, les précipitations abondantes et le froid favorisent la présence de MO peu polymérisée et peu/non stabilisée. Dans les autres zones climatiques, la nature de la MO est aussi influencée par le couvert végétal et le régime hydrique du sol. Les **sols cultivés** de steppe froide et de zone tempérée présentent des analogies du point de vue de la teneur en MO (faible), du taux d'humification (élevé) et de la proportion d'humine (élevée). Mais les AH de ces deux types de sol semblent avoir des structures différentes, étant plus aliphatiques dans les sols de région tempérée que les sols de steppe. Les **sols sous forêt ou de prairie** ont un taux d'humification plus faible et des teneurs en humine généralement élevées, cependant, la nature de la MO semble assez variable sous ces couverts et dépendent d'autres facteurs tels que

l'hydromorphie. En effet, en steppe froide et en zone boréale, des conditions **hydromorphes** font apparaître une MO condensée, dont les AH sont pauvres en H. Ces résultats montrent que dans notre contexte carbonaté, la nature de la MO est un bon indicateur du fonctionnement des sols, mais elle dépend non seulement du climat mais aussi des conditions locales (couvert végétal, drainage). Les informations obtenues sur la nature de la MO permettent d'envisager les conséquences sur le comportement des radionucléides dans les sols. Les propriétés chimiques de la MO déterminent en effet sa capacité à retenir les éléments minéraux : la présence de groupements polaires (fonctions carboxyles et alcools) ou hydrophobes (aliphatiques ou aromatiques) favorise la formation de liaisons entre les molécules organiques et les ions notamment, et favorise ainsi la rétention de ces derniers dans les sols. La MO des sols échantillonnés étant polymérisée et insoluble (mis à part dans les sols de montagne), la mobilité des éléments qui s'y associeraient serait faible.

D. Relations entre les caractéristiques des sols et le climat

Le prélèvement d'échantillons de sols dans des régions analogues avait pour objectif de déterminer les relations entre le climat et le fonctionnement des sols. Les relations entre ces deux composantes sont étudiées à plusieurs niveaux : celui du profil (processus pédogénétiques), celui des caractéristiques de l'horizon de surface.

1. Bilan climatique des régions prospectées

L'une des variables les plus représentatives des climats est le bilan hydrique climatique annuel. L'ETP annuelle varie peu entre les sites : de 570 à 680 mm, avec une moyenne de 635 mm et un écart-type de 46 mm (Tableau II.17). En revanche, le bilan hydrique climatique exprimé par P-ETP varie fortement, il est compris entre 70 et 944 mm, en raison des fortes disparités concernant les précipitations. Ce bilan permet de classer les régions climatiques selon l'aridité (caractéristique de la steppe froide) ou l'excédent d'eau (caractéristique de la région montagneuse). Dans ce classement, le climat sub-arctique apparaît comme étant plus aride que les climats tempéré et montagnard humide (Tableau II.17).

Tableau II.17. Evapotranspiration et bilan climatique

(classement selon le bilan climatique décroissant).

Station météorologique et région correspondante	ETP de Turc (mm)	Bilan climatique (P-ETP; mm)
Labergement-Ste-Marie (Montagne, Jura)	572,7	944,7
Chaumont-sur-Aire (Tempéré, Barrois)	650,0	451,2
Elora (Tempéré, Ontario)	681,8	428,4
Tille (Tempéré, Pays de Bray)	681,0	272,1
Grand Rapids (Boréal Nord)	570,0	136,9
Lundar (Boréal Sud)	635,5	102,4
Brandon (Steppe froide Est)	575,6	96,2
Beechy (Steppe froide Ouest)	685,6	70,5
Outlook (Steppe froide Centre)	656,8	70,2

Les diagrammes ombrothermiques révèlent les différences dans les variations saisonnières des caractéristiques climatiques (Annexe II.1). Ainsi les sites tempérés et montagnards sont caractérisés par des précipitations bien réparties dans l'année avec un maximum, peu marqué, à l'automne, tandis que dans les sites steppiques et sub-arctiques les précipitations sont concentrées en l'été. Par ailleurs, les périodes de déficit hydrique sont courtes et peu intenses dans les sites tempérés alors qu'elles sont longues et intenses en steppe froide et dans une moindre mesure, en forêt boréale. L'amplitude de variation des températures entre les périodes hivernales et estivales sont bien plus importantes pour les sites échantillonnés au Canada (30 à 40°C), y compris pour le site tempéré, qu'en France (15°C environ). Les caractéristiques des sites échantillonnés sont un peu différentes de celles des biomes caractéristiques indiquées par Texier & Leclerc-Cessac (2004) (§II.B.2) : plus chaud (steppe froide), plus froid et plus sec (forêt boréale), plus humide (montagnard), ou d'amplitude thermique plus grande (steppe froide, forêt boréale). Ces différences climatiques sont liées à la méthode de sélection des régions analogues : d'abord à partir du type de roche-mère (matériaux calcaires au sens large), puis davantage en fonction du type de biome que des caractéristiques climatiques.

2. Relations climat-sol à l'échelle de la toposéquence et des processus pédologiques

Les régions analogues prospectées et échantillonnées représentent quatre types de climats : tempéré, montagnard, continental froid et subarctique. Dans chaque région, les sols présentent des processus dominants : la mélanisation et la calcification en steppe froide, la brunification en forêt boréale, en zone tempérée et en montagne, la décarbonatation en montagne (Tableau II.18). La gamme de sols échantillonnés montre l'importance du rôle dans la pédogenèse, du **calcaire** contenu dans le matériau parental. Sa présence permet une bonne activité biologique même dans les sols les plus humides et les plus froids. Il s'ensuit que dans les régions étudiées, malgré les différences climatiques, les sols présentent des points communs et, dans le cas de la forêt boréale, sont très différents des sols dits climaciques. En effet, sur calcaire, nous avons observé de la brunification en zone boréale, en zone tempérée et en montagne et nous avons montré que la mélanisation observée en steppe froide pouvait être rapprochée de la stabilisation calcique des rendzines, formées sur roche-mère massive en biome tempéré. Même si nous n'avons pas prospecté de région sous climat arctique correspondant à la steppe-toundra, les sols de cette région climatique décrits dans la littérature montrent également des similarités avec ceux de région tempérée, et ce, en raison de la présence de la roche-mère calcaire (cf. 1^{ère} partie, §III). Ces relations entre le climat et les processus pédogénétiques seront utilisées dans le scénario d'évolution des sols de la région de référence. L'étude de toposéquences permet de montrer que la **topographie** a un rôle non négligeable dans la nature des processus pédologiques. Ceci est dû à la relation entre le **régime hydrique** des sols et la topographie, qui fait que l'eau s'écoule ou stagne. Des variations spatiales du pédo-climat apparaissent même dans des reliefs assez plats, à la faveur d'un changement de texture du matériau parental. Le profil de bas de pente est souvent marqué par l'hydromorphie et/ou par l'accumulation de MO due au colluvionnement. Les profils qui expriment le mieux les caractéristiques du climat (i.e. qui est affranchi de processus stationnels comme l'érosion et l'hydromorphie), sont ceux situés en sommet de toposéquence ou dans une pente. En effet, ces situations permettent généralement d'évacuer rapidement toute l'eau qui transite par ces points et ne sont pas marquées par l'hydromorphie.

Tableau II.18. Processus pédologiques observés dans les régions analogues étudiées

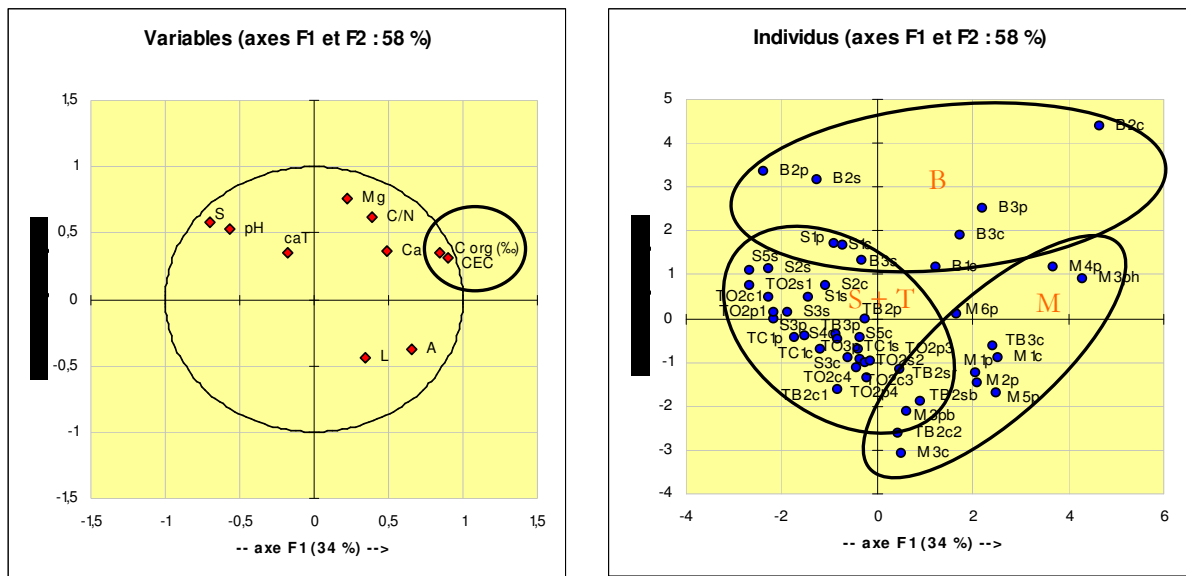
Topographie			
Biome	Sommet	Pente	Bas de pente, thalweg
Steppe froide (Manitoba, Saskatchewan)	- calcification - érosion - mélanisation	- calcification - érosion - mélanisation	- calcification - mélanisation - pseudo-gleyification
Boréal (Manitoba)	- brunification - mélanisation	- brunification - calcification	- accumulation de MO (tourbe) - pseudo-gleyification
Montagnard (Jura)		- accumulation de MO humifiée - brunification - décarbonatation	- brunification - décarbonatation - lessivage
Tempéré (Bray, Barrois Ontario)	- brunification - décarbonatation,	- érosion - stabilisation calcique de la MO	- brunification - pseudo-gleyification

3. Relations climat-sol au niveau des caractéristiques physico-chimiques de l'horizon de surface

Les processus identifiés dans le paragraphe précédent se manifestent dans les caractéristiques physico-chimiques du profil et en particulier de l'horizon de surface. Les relations entre les caractéristiques de cet horizon et celles du climat ont été décrites par ACP en plusieurs étapes car toutes les données climatiques n'étaient pas disponibles pour tous les sols. Les caractéristiques utilisées sont celles du tableau II.8.

a. Caractéristiques des sols

Une première ACP réalisée avec l'ensemble des sols développés à partir de matériaux parentaux calcaires permet de grouper les sols étudiés selon des caractéristiques communes (Figures II.15 a et b). Les variables utilisées dans cette ACP sont : le pH, la teneur en calcaire total, les proportions d'argile, de limons et de sables, la teneur en $C_{organique}$, le C/N, la CEC, le calcium et le magnésium échangeables. La corrélation observée est établie entre teneur en $C_{organique}$ et CEC, ce qui indique que dans les sols échantillonnés, la CEC est davantage liée à la matière organique qu'aux argiles. L'axe F1 est bien identifié par le complexe d'échange, l'axe F2 semble lié à la nature du matériau (plus ou moins dolomitique) et au pH.



Figures II.15 a et b. ACP des caractéristiques physico-chimiques des sols.

Représentation des variables et des individus dans le plan F1*F2

Dans ce plan F1*F2, les quarante-six sols sont groupés selon leur région climatique (Figure II.14.b) : les sols **boréaux** (B), localisés dans la partie « magnésienne » et carbonatée, à pH alcalin et à C/N élevé, mais étalés selon l'axe « complexe d'échange » ; les sols de **montagne** (M), de pH plutôt neutre à acide et riches en $C_{organique}$; les sols de **steppe** (S), répartis selon l'axe F2 (pH). La position de ces sols selon l'axe F1 indique que leur complexe d'échange est plus faible que celui des sols de forêt boréale et de montagne. Les sols de région **tempérée** (T), assez dispersés, sont proches des sols de steppe pour la plupart. D'autres, comme TB2sb, TB2c2 et TB3c sont plus proches des sols de montagne (notamment de M3pb et M3c) tout en étant moins humifères. Cette ACP fait ressortir le rôle du facteur climatique. Les variations de faciès des roches mères calcaires semblent moins importantes, mis à part dans les sols boréaux qui coïncident avec des

matériaux plus riches en magnésium. La topographie et le régime hydrique n'apparaissent pas comme des facteurs discriminants des caractéristiques des sols, mais les caractéristiques prises en compte ne reflètent qu'indirectement les conséquences des variations de ces facteurs. En steppe froide, forêt boréale et en montagne, les toposéquences mettent cependant en évidence que le pH est légèrement plus acide dans les sols colluviaux qu'en pente ou au sommet. En steppe froide et en forêt boréale également, les teneurs en $C_{organique}$ et en argiles sont légèrement plus élevées et la CEC aussi par conséquent, en bas de pente. Le facteur « topographie » ne peut donc être négligé, c'est un facteur important du développement des profils et donc des processus pédologiques (cf. § précédent).

b. Relations entre les caractéristiques des sols, les précipitations et la température

Pour préciser les relations entre les caractéristiques de l'horizon de surface et celles du climat (TMA, PMA, ETP, P-ETP), celles-ci peuvent être incluses dans l'ACP précédente, comme variables supplémentaires (Figure II.16).

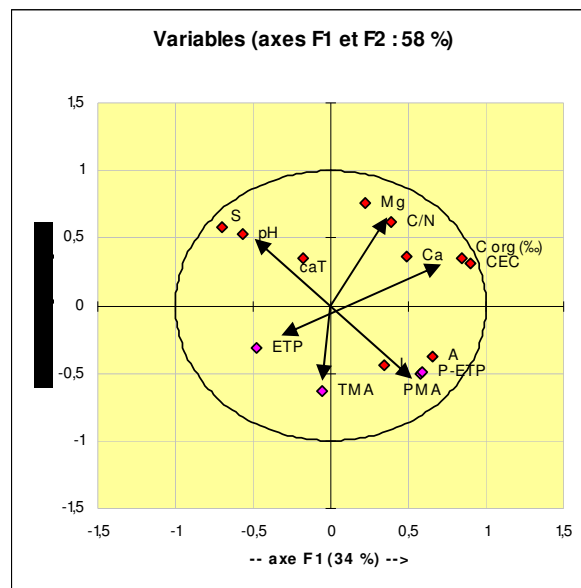


Figure II.16. ACP des caractéristiques physico-chimiques des sols et des caractéristiques climatiques.

Représentation des variables et des individus

Les caractéristiques climatiques peuvent être reliées à certaines caractéristiques du sol. 1°) Les précipitations (et le bilan hydrique climatique) sont inversement « corrélées » au pH. Cette

relation correspond à la fois au phénomène de calcification dans les zones arides et chaudes l'été (steppe), et à la décarbonatation puis acidification dans les zones très humides (montagne). 2°) L'ETP est inversement corrélée à la teneur en $C_{\text{organique}}$ et à la CEC. Les zones de faible évaporation correspondent à des zones d'accumulation de MO dans les sols. 3°) La TMA semble inversement corrélée au C/N, les basses températures défavorisent l'activité biologique et ralentissent la biodégradation des matières organiques.

Les régions analogues étudiées correspondent à une gamme de bilans hydriques climatiques avec dans l'ordre décroissant, montagne > tempéré > boréal > steppe. Les deux premiers biomes sont caractérisés par des précipitations assez bien réparties dans l'année, tandis que les deux derniers sont au contraire caractérisés par des climats très contrastés. Dans ces régions analogues, au matériau parental calcaire et dans les sols bien drainés, les processus principaux sont : la décarbonatation (montagne et tempéré), la brunification (montagne, tempéré et boréal), la mélanisation (steppe). Cependant, dans toutes ces régions, les processus pédologiques sont largement influencés par le régime hydrique et les mouvements de l'eau dans le sol, qui dépendent non seulement du contexte climatique local mais aussi de la topographie. Les processus dominants sont souvent différents entre les sols d'une toposéquence. Dans les sols mal drainés, on observe de l'hydromorphie, marquée par des changements saisonniers d'oxydo-réduction et l'accumulation de matière organique, et ce, quel que soit le climat. Cependant, la présence d'une roche mère calcaire permet de maintenir, même dans ces sols et sous climat froid, une bonne activité biologique. Il en résulte que la MO humifiée de ces sols est assez aromatique. La MO des sols a évolué sous l'influence d'une multitude de facteurs, qui interviennent sur sa qualité et sur sa quantité. Il est donc difficile d'attribuer aux observations des causes et des conditions d'environnement précises. Dans les sols des diverses régions étudiées, la teneur en MO est néanmoins, avec le pH, une des caractéristiques les plus discriminantes. En effet, les sols de forêt boréale et les sols de montagne présentent des valeurs opposées du point de vue du pH (l'un alcalin, l'autre légèrement acide), mais présentent des teneurs en MO souvent élevées, tandis que les sols de zone tempérée et de steppe froide sont plus pauvres en MO que les précédents et ont un pH généralement neutre. Ceci se reflète également dans la nature de la MO, qui est plus riche en humine dans les sols de steppe, de climat tempéré et de climat boréal que dans les sols de l'étage montagnard. Les caractéristiques des sols font ainsi apparaître les relations existant entre la teneur en MO et l'ETP (indirectement via la température dont l'augmentation peut favoriser la

minéralisation), entre le pH et les PMA (les précipitations abondantes favorisent la décarbonatation et l'acidification), et entre le C/N et les TMA (les basses températures sont défavorables à l'activité biologique). Ces relations permettent d'évaluer les conséquences d'une diminution des précipitations et d'un refroidissement sur l'état des sols.

IV. Discussion : évolution des sols de la région de référence en conditions périglaciaires

La démarche de pédologie prospective fondée sur l'étude de régions analogues actuelles nous permet de proposer un scénario d'évolution des sols du Barrois sous l'influence des conditions périglaciaires. Pour chacun des deux biomes périglaciaires envisagés, les huit unités de la couverture pédologique actuelle sont reprises pour désigner les différents types de sols de la couverture pédologique future. Pour chaque unité de sol actuelle, plusieurs types de sols « futurs » sont proposés. Le développement des sols peut en effet varier légèrement selon l'évolution des caractéristiques climatiques dont certains éléments ne sont pas connus avec précision (hauteur de neige annuelle, direction, fréquence et intensité des vents,...).

A. Evolution du contexte paysager du plateau du Barrois

1. Matériaux géologiques de surface, géomorphologie

Les principaux agents d'évolution de la surface (matériaux à l'affleurement et topographie) dans la région d'étude sont les dépôts éoliens, l'érosion, les failles et l'activité du karst. Les résultats d'études techniques indiquent que ces facteurs provoqueraient une modification du contexte géomorphologique local au cours du prochain million d'années (creusement des vallées, abaissement des plateaux) mais pas à l'échelle de temps que nous considérons ici (100 000 ans) (Andra, 2005). En revanche, les conditions périglaciaires induiront des modifications locales telles que la formation de grèzières sur les versants ou l'évacuation des alluvions présentes dans les vallées alluviales actuelles. Ces modifications doivent être prises en compte dans la prévision de la couverture pédologique.

2. Pergélisol

Pendant la dernière glaciation, le pergélisol aurait été présent pendant 56 000 ans dont 34 000 ans sous forme continue et son épaisseur a pu atteindre 170 m (Courbouleix *et al.*, 1999). La rigueur du climat mais aussi l'abondance et le type de neige déterminent la profondeur du pergélisol et le passage de la forme continue à discontinue. Les résultats de la modélisation climatique indiquent qu'un pergélisol devrait se reconstituer au niveau de la région de référence, au cours des prochaines glaciations (Andra, 2005). En présence d'un pergélisol, les fissures du calcaire karstifié pourraient être obturées par de la glace et ne permettraient plus, alors, l'écoulement des eaux superficielles.

3. Réseau hydrographique

En conditions périglaciaires, le régime des cours d'eau serait différent du régime actuel. Le système d'écoulement actuel, caractérisé par un lit mineur méandreux, laisserait probablement la place à un lit en tresses dont le débit pourrait varier fortement au cours de l'année (Andra, 2005). Le débit maximum serait probablement obtenu au moment du dégel (début d'été). La répartition des précipitations dans l'année et la capacité de rétention en eau des matériaux de surface interviennent également dans les variations saisonnières du débit.

B. Transposition des résultats de l'étude des analogues

Nous avons montré que le calcaire conditionne très fortement le fonctionnement des sols dans les biomes froids et notamment l'évolution de la MO par le maintien d'un environnement carbonaté ou calcique. Il n'est complètement dissous dans la terre fine que si les précipitations sont très abondantes (climat humide montagnard) et le « système drainant » (pente et/ou matériau fissuré). Les biomes périglaciaires (et notamment le biome « steppe-toundra ») sont des milieux où les précipitations sont faibles. Il est donc probable que la terre fine des sols soit généralement carbonatée.

Les sols des régions analogues que nous avons étudiées n'ont pas été prélevés sous des couverts végétaux identiques, ce qui a introduit un biais dans l'étude des relations directes entre le sol et le climat. Mais ces situations reflètent les différents types d'occupation des sols possibles dans les différents biomes. Elles peuvent donc être transposées aux conditions périglaciaires futures avec, par exemple, l'utilisation agricole de certains sols de steppe froide et l'exploitation forestière des

sols de forêt boréale. Les sols qui résulteraient de ces types d'utilisation peuvent donc être prévus à partir des situations que nous avons étudiées.

Nous avons étudié deux biomes froids et secs : la steppe froide continentale et la forêt boréale. Nous n'avons pu étudier de site en toundra. Or les modèles climatiques prévoient l'existence d'un biome steppe-toundra en conditions périglaciaires (§II.B.1 et 2). Pour établir un scénario d'évolution des sols pour ce biome, nous utilisons à la fois les résultats obtenus dans les sols de steppe froide continentale et les connaissances de la bibliographie (Ugolini & Tedrow, 1963 ; Tedrow, 1975 ; Schreier & Lavkulich, 1985 ; Konyushkov, 1994 ; Smith *et al.*, 2004).

Enfin, les sols que nous avons étudiés en forêt boréale et en steppe froide se sont développés depuis le retrait des glaciers, ce qui correspond à une période de 8000 à 5000 ans selon la région. Nous faisons l'hypothèse que ces sols sont en équilibre avec la végétation et le climat et qu'ils sont donc représentatifs de ces biomes. Par ailleurs une période beaucoup plus longue (50 000 ans au moins) va s'écouler d'ici à l'apparition des conditions périglaciaires dans la région de référence. Pendant cette période interglaciaire, marquée par la prolongation des conditions climatiques tempérées ou par un possible réchauffement du climat local, les sols sont susceptibles d'évoluer. Dans le cas présent, nous faisons l'hypothèse que cette évolution ne changera pas fondamentalement les caractéristiques des sols par rapport à leur état actuel et n'aura pas d'influence sur l'évolution des sols pendant les conditions périglaciaires. Les scénarios d'évolution que nous proposons considèrent donc l'état actuel comme l'état initial de l'évolution. D'autres scénarios peuvent être suggérés à partir d'un réchauffement climatique, sur un pas de temps plus court, et ayant des conséquences différentes sur les biosphères et les caractéristiques des sols du secteur de référence.

C. Evolution des sols dans un paysage de steppe-toundra

Le biome de steppe-toundra correspond aux périodes les plus froides du refroidissement glaciaire. Le couvert végétal devrait y être assez peu dense, ce qui implique une faible quantité de MO fraîche incorporée au sol. Cependant, la vitesse de décomposition de la MO étant réduite par les basses températures, la MO présente pourrait s'accumuler, sous forme plus ou moins humifiée selon les conditions locales de drainage. Celles-ci seraient gouvernées par la présence ou l'absence d'un pergélisol près de la surface. Le type d'humus pourrait varier du xéromoder ou moder-mull en cas de bon drainage, au tangel en cas de mauvais drainage (Konyushkov, 1994). Dans le premier cas, l'humus serait constitué de MO humifiée stabilisée par le calcaire, éventuellement recouvert d'une couche peu épaisse de MO fraîche, tandis que dans le second, décarbonaté, la

MO serait accumulée sur une plus grande épaisseur dans un état de plus en plus transformé de la surface vers la profondeur.

- **Unités 1 et 2.** Sur le plateau, deux types majeurs de sols pourraient se former selon la profondeur de la couche active, qui détermine la capacité de drainage des sols. 1) Là où la couche active serait profonde, les sols pourraient être proches des rendzines (**Leptosols rendziques** (géliques)), riches en MO avec une terre fine carbonatée, et recouverts d'une litière peu épaisse. Des sols pourraient être légèrement brunifiés, notamment s'ils héritent d'un horizon brun formé pendant des périodes plus chaudes (Cambisol gélitique eutrique leptique). Dans ces sols bien drainés, des cristallisations de carbonates secondaires pourraient se former à la face inférieure des cailloux (pendeloques) ou sous forme de pseudo-mycélium. Des variantes cryoturbées de ces sols pourraient apparaître sous forme de cercles de pierre. Le gel favoriserait le démantèlement des bancs calcaires, tandis que la cryoturbation et le soulèvement gélival expulseraient les cailloux en cercles ou en polygones à la surface des sols (Cryosols turbiques leptiques eutriques). 2) Là où la couche active serait moins épaisse, les sols seraient majoritairement cryoturbés et hydromorphes. Dans ces sols, les horizons seraient déformés et la MO pourrait être enfouie en profondeur dans les niveaux grossiers (**Cryosols gélistagniques eutriques**). Les sites les plus propices à la persistance du pergélisol près de la surface seraient les expositions Nord. Cependant, il est probable que le plus souvent l'eau s'écoule le long des pentes même en présence d'un pergélisol. Des phénomènes de solifluxion pourraient affecter même les plus faibles pentes. Enfin, dans les zones les plus sensibles à l'érosion (ruptures de pente, faciès calcaire moins altérable), la roche calcaire pourrait affleurer (Cryosols lithiques, Leptosols lithiques).

- **Unité 3.** Là où ils ne seraient pas érodés, les sables limoneux du Valanginien pourraient permettre la formation de sols hydromorphes et cryoturbés en raison de la couche argileuse sous-jacente (**Cryosols turbiques dystriques**). Les sols de texture sableuse ou limoneuse pourraient être podzolisés avec une intensité variable selon les conditions locales de texture (Cryosols turbiques spodiques).

- **Unité 4.** Plusieurs types de sols de pente pourraient se former selon le dénivelé et l'exposition. Les pentes fortes seraient principalement constituées de gélifracsts bruts, avec ou sans falaise surplombante. Les alternances gel-dégel étant plus fréquentes dans les expositions Sud que Nord, les gélifracsts pourraient y être plus abondants (formation de grézières). Dans cette situation, les constants apports et départs de matériaux empêcheraient la constitution de sols. Dans les pentes plus douces, les types de sols se répartiraient selon l'exposition qui déterminerait la présence ou l'absence d'un pergélisol et le type de végétation et donc les processus pédologiques actifs (cf. 1^{ère} partie). Les pentes exposées au Nord, froides et humides auraient une

couche active peu épaisse et seraient plus riches en MO fraîche que celles en exposition Sud. La cryoturbation et la solifluxion provoqueraient le regroupement des cailloux en bandes, dans le sens de la pente (**Cryosols leptiques turbiques humiques**). Sur les versants exposés au Sud, les sols seraient peu cryoturbés en relation avec la grande profondeur de dégel ; la terre fine assez peu abondante, serait humifère et carbonatée formant ainsi une rendzine (**Leptosol rendzique gélisque**).

- **Unité 5.** Cette unité correspond aux pentes marneuses. La proportion d'argile contenue dans ce matériau le rend très gélif et favorable à l'établissement d'un pergélisol riche en glace. En conséquence, ces pentes pourraient être déformées par la solifluxion et la couverture végétale y serait discontinue, car les racines y seraient arrachées par le gel. Cette unité est déjà sujette à des glissements de terrain dans les conditions climatiques actuelles. Dans ces pentes, la nature du sol varierait alors selon la position sur le lobe de solifluxion : drainé au dessus (Cryosol turbique eutrique calcique) et hydromorphe en contre-bas (**Cryosols turbiques gélistagniques**). En dehors des surfaces solifluées, les sols hydromorphes pourraient aussi être fréquents.

- **Unité 6.** Au niveau des thalwegs, la couche active serait plus épaisse. Cependant, les alluvions seraient évacuées (*cf.* §IV.A.1), les thalwegs deviendraient des zones pierreuses contenant très peu de terre fine (**Régosol squelettique**). Dans des zones de colluvionnement protégées de l'érosion, des sols assez épais pourraient persister, tout en étant probablement marqués par l'hydromorphie (Régosol gélistagnique).

- **Unités 7 et 8.** La couche active est très épaisse le long des cours d'eau, le pergélisol pourrait s'interrompre à ce niveau. Les vallées alluviales dites « vallées sèches » (*e.g.* la Thonnance) ressembleraient à l'unité 6, avec notamment un cours d'eau en tresse (**Régosols squelettiques**). Des arbres pourraient peupler le bas des pentes et les rives stabilisées, grâce à l'humidité présente et à la profondeur de la couche active dans ces vallées. Dans les bancs alluviaux stabilisés et bien drainés, les sols seraient assez peu développés et probablement calcaires compte tenu de la nature du bassin d'alimentation (**Fluvisols eutriques**). Dans les vallées humides, constituées de matériaux marneux (*e.g.* Orge entre Cirfontaines-en-Ornois et Gillaumé), des sols organiques pourraient se former. Cependant, vu la nature très calcaire des matériaux environnants, la MO accumulée pourrait être assez humifiée, la MO fraîche ne s'accumulant que dans les zones les plus hydromorphes. Sous ces horizons organiques, les alluvions-colluvions seraient gleyifiées (**Fluvisol gleyique histique**) et un niveau de glace pourrait se constituer (horizon glacique). Dans les vallées encaissées, le phénomène d'inversion des températures pourrait augmenter

l'intensité et la durée du gel ce qui limiterait la végétation à des graminées résistantes au gel, et défavoriserait la formation de paises¹¹.

En contexte de steppe-toundra, la couverture pédologique de la région de référence pourrait être dominée par des sols caillouteux, cryoturbés ou non (Leptosols et Regosols) et des Cryosols stagniques dus à la présence d'un pergélisol. La couverture végétale serait probablement discontinue, peu dense, liée à l'occurrence de cryoturbation. Un humus de type moder pourrait se constituer là où la végétation serait la plus abondante. Mis à part la cryoturbation et la solifluxion, les processus mineurs seraient la brunification, la carbonatation secondaire et la gleyification.

D. Evolution des sols dans un paysage de forêt boréale

En forêt boréale, le climat est moins rigoureux (moins froid et moins sec) qu'en steppe-toundra. La végétation arborée favorise la persistance de la neige ce qui diminue encore l'intensité du gel (van Vliet-Lanoë, 1988). La cryoturbation serait moins fréquente que dans le biome de steppe-toundra. S'il y a un pergélisol, hérité de conditions plus froides, la couche active serait épaisse. Les sols seraient très similaires aux sols actuels, hormis le changement de végétation forestière (la forêt de résineux prenant la place de la hêtraie-charmaie, Texier & Leclerc-Cessac, 2004). Cette modification pourrait avoir des conséquences sur la MO des sols : augmentation des teneurs et légère accumulation de MO fraîche par rapport à la situation actuelle. Cependant nous avons vu que l'accumulation de MO était limitée dans les sols bien drainés, grâce au contexte calcaire qui favorise l'activité biologique. L'humus de ces sols pourrait être de type mull. En revanche, les sols mal drainés pourraient accumuler de fortes quantités de MO (comme les sols B3c et B2c). L'épaisseur de la litière pourrait être limitée par les fréquents feux de forêt. Ces incendies provoqueraient des transformations chimiques de la MO (condensation) et favoriseraient l'érosion.

Contrairement à la majorité des sols actuels de forêt boréale, les sols de la région de référence ne seraient pas lessivés ni podzolisés, à l'exception des affleurements de Valanginien, en raison de la

¹¹ Paise : butte de pergélisol composée d'un noyau de couches alternantes de glace de ségrégation et de tourbe ou de sol minéral (Harris *et al.*, 1988)

nature calcaire et massive du matériau parental principal. Si les précipitations étaient abondantes, la terre fine pourrait être décarbonatée. Au contraire si le climat était plus aride, des carbonates secondaires risqueraient de re-précipiter dans le sol, comme en steppe froide.

- **Unités 1 et 2.** Les plateaux pourraient être couverts de sols peu épais, caillouteux, avec un horizon brun, comme actuellement. Il s'agirait de **Cambisols leptiques calcariques** (et géliques en présence d'un pergélisol loin de la surface) et de **Leptosols rendziques**.

- **Unité 3.** Dans les conditions subarctiques, les sols sablo-limoneux pourraient tendre vers des podzols après un stade de sols bruns ocreux, grâce à l'accumulation de MO dans ces sols légèrement acides. Les faciès les plus argileux pourraient être légèrement hydromorphes (**Podzol cambique stagniques**).

- **Unité 4.** Les versants pourraient différer selon l'exposition. Les versants exposés au Nord, froids et humides, pourraient conserver un pergélisol et des figures de cryoturbation et de solifluxion (bandes) (**Cryosols turbiques cambiques**). Les sols exposés au Sud seraient bien drainés, carbonatés et riches en MO humifiée, de type **Cambisol leptique eutrique**, ou Leptosol rendzique selon l'état de carbonatation. Cependant, des versants très caillouteux pourraient apparaître en relation avec l'intense gélifraction (**Régosols calcariques** (ou rendziques)).

- **Unité 5.** Les sols sur marnes seraient probablement hydromorphes et légèrement décarbonatés en surface (**Cambisols stagniques eutriques**). Ces sols pourraient conserver un pergélisol pendant la période boréale (**Cryosols stagniques eutriques**) et la possibilité que des palses se forment.

- **Unité 6.** Si l'intensité de l'érosion permettait l'accumulation de colluvions dans les thalwegs, les sols seraient des **Regosols cambiques eutriques**, parfois stagniques. Si au contraire l'érosion était trop forte, ces sols seraient caillouteux (**Régosols squelettiques**).

- **Unités 7 et 8.** Les vallées alluviales secondaires sur calcaire dur pourraient être assez dénudées et caillouteuses (**Régosols squelettiques**), mais les zones les plus humides (sur alluvions marneuses comme la vallée de l'Orge à Gillaumé) seraient propices à la formation d'un horizon organique : **Fluvisol histique gleyique eutrique**. Si les périodes d'accumulation sont suffisamment longues, des sols organiques de type tourbe minérotrophe pourraient se constituer dans ces situations. Les alluvions fines stabilisées pourraient former des sols carbonatés parfois hydromorphes (**Fluvisols eutriques** (et stagniques)).

Les sols de forêt boréale seraient peu différents des sols actuels, de type Cambisol et Leptosol. Ils pourraient s'enrichir en MO suite à un ralentissement de la minéralisation dû à plusieurs facteurs : la présence d'une forêt de résineux, le ralentissement de l'activité biologique par le froid et la stabilisation de la MO par le calcium. Des reliques de pergélisol pourraient être présentes dans les versants exposés au Nord, lorsque la forêt boréale ferait suite à un biome de type steppe-toundra. Des sols hydromorphes, parfois organiques, pourraient se former dans les vallées creusées dans les marnes.

E. Bilan sur l'évolution possible des sols

Le tableau II.19 récapitule les différents types de sols qui pourraient exister en conditions périglaciaires dans la région d'étude. Vu la similarité des sols entre le biome boréal et le biome tempéré, le passage de l'un à l'autre n'impliquerait pas de changement majeur. Le passage de la forêt boréale à la steppe-toundra correspondrait à l'apparition du pergélisol et de cryoturbation dans les sols présents. Lors de la transition inverse, la MO fraîche accumulée serait minéralisée et humifiée, des colluvions et alluvions pourraient s'accumuler dans les zones basses des paysages, notamment si les sols étaient cultivés.

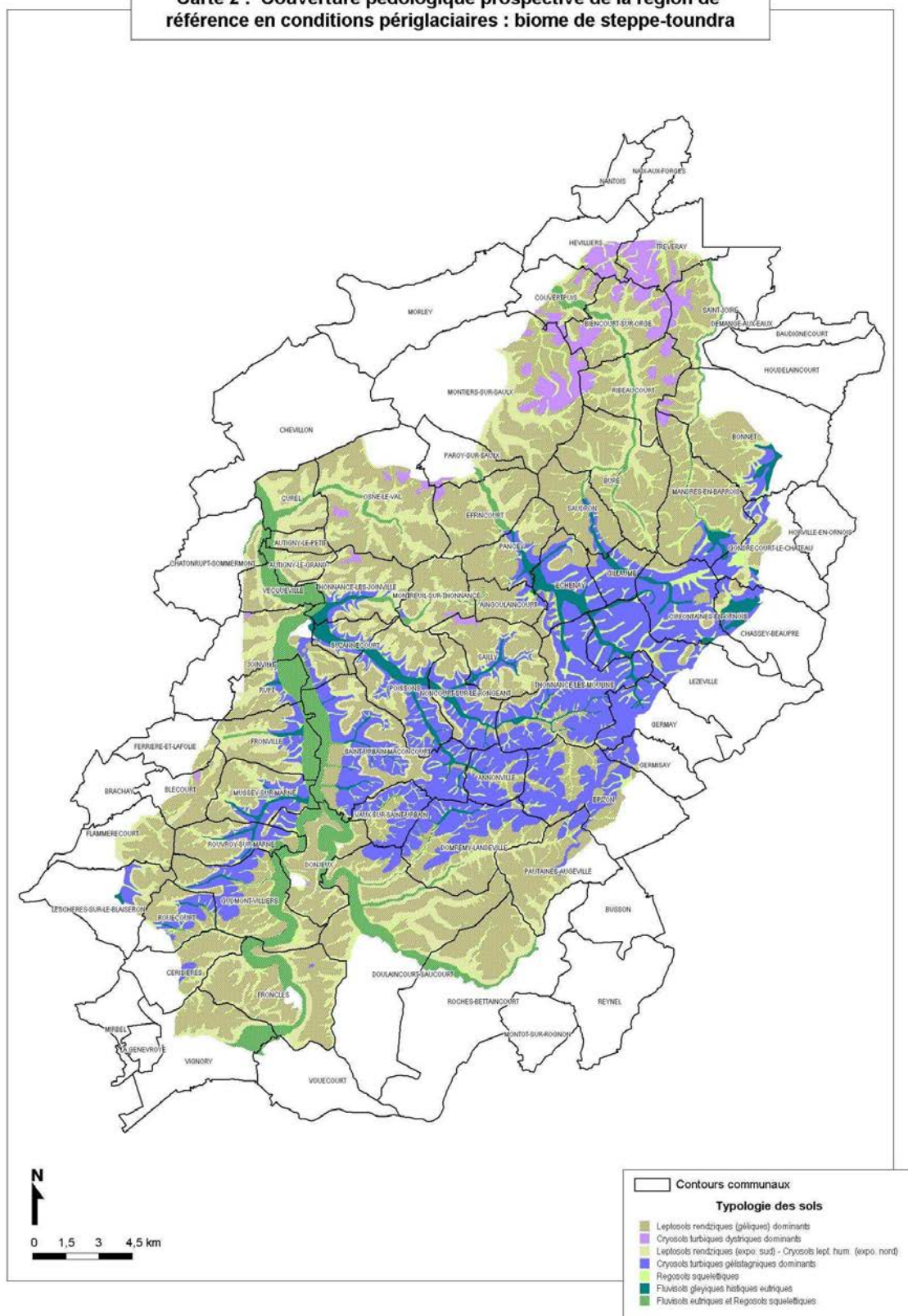
Le scénario d'évolution des sols présenté ci-dessus peut être appliqué à la répartition actuelle des sols afin d'établir des cartes des sols prospectives (Cartes 2 et 3). Les contours actuels des unités sont conservés car à l'échelle de temps considérée, la topographie et la géologie ne changeraient pas fondamentalement. Ces cartes serviront à l'établissement de cartes de rétention des RN (3^{ème} partie).

Comme indiqué dans la première partie, certaines cultures en plein champ sont possibles dans les biomes froids. En steppe-toundra, les sols les mieux drainés seraient les moins fertiles (Sokolov & Konyushkov, 1998). Les surfaces plus humides pourraient être utilisées comme pâturages, mais l'utilisation durable des sols serait limitée par l'apparition de thermokarsts. En forêt boréale, les cultures pourraient couvrir à peu près les mêmes surfaces qu'aujourd'hui, hormis dans les vallées, fortement érodées lors du changement de climat. La mise en culture provoquerait une diminution de la teneur en MO des sols ainsi que son humification. Cela rendrait encore moins visibles les différences entre les sols de ce biome et les sols actuels.

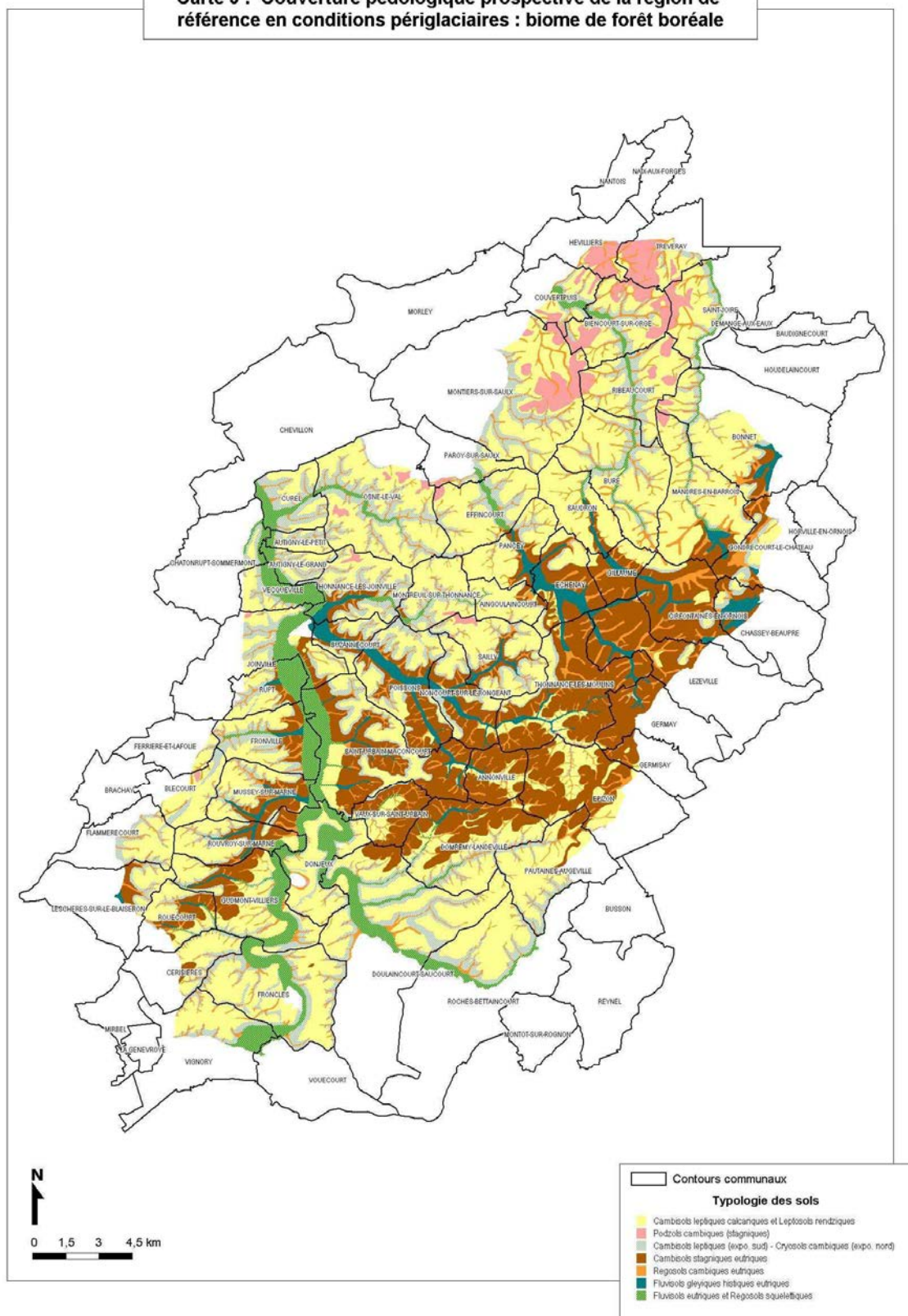
Tableau II.19. Scénarios d'évolution des sols du plateau du Barrois en conditions périglaciaires

Unités de la couverture pédologique actuelle	Toundra-Steppe	Forêt boréale
Unités 1 et 2	Leptosols rendziques (géliques) Cryosols gélistagniques eutriques Cryosols turbiques leptiques eutriques Cryosols lithiques, Leptosols lithiques Cambisols géliques eutriques leptiques	Cambisols leptiques calcariques Leptosols humiques
Unité 3	Cryosols turbiques dystriques Cryosols turbiques spodiques	Podzols cambiques stagniques
Unité 4	Cryosols leptiques turbiques Leptosols rendziques géliques	Cryosols turbiques cambiques Cambisols eutriques leptiques Leptosols rendziques Regosols calcariques
Unité 5	Cryosols turbiques gélistagniques Cryosols turbiques eutriques calciques	Cambisols stagniques eutriques Cryosols stagniques
Unité 6	Regosols squelettiques Régosols gélistagniques	Regosols eutriques cambiques eutriques (stagniques) Régosols squelettiques
Unités 7 et 8	Régosols squelettiques Fluvisols eutriques Fluvisols gleyiques histiques	Régosols squelettiques Fluvisols histiques gleyiques calciques Fluvisols eutriques

Carte 2 : Couverture pédologique prospective de la région de référence en conditions périglaciaires : biome de steppe-toundra



Carte 3 : Couverture pédologique prospective de la région de référence en conditions périglaciaires : biome de forêt boréale



F. Conséquences sur l'évolution des caractéristiques physico-chimiques des sols

Si l'organisation des sols (horizons) peut être perturbée par l'occurrence de cryoturbation, les caractéristiques physico-chimiques devraient n'être que peu modifiées. La spécificité « calcaire » de la région d'étude implique une certaine stabilité chimique des sols malgré les changements climatiques. En effet, tant que le calcaire est abondant, il n'y a que peu de transferts dans les sols et donc peu de modifications. Les milieux froids étant de plus défavorables à l'altération chimique des phyllosilicates, les caractéristiques des sols « périglaciaires » devraient rester assez proches des valeurs actuelles (Tableau II.20).

Tableau II.20. Evolution des caractéristiques physico-chimiques des sols

	Steppe – Toundra	Forêt boréale
Texture	- Id actuel le plus souvent - Disparition des fines au niveau des thalwegs et cours d'eau	- Id actuel
pH	- Id actuel	- Id actuel
Complexe d'échange		- Augmentation CEC par augmentation de la teneur en MO
Oxydes de fer et d'aluminium	- Id actuel si bon drainage ; - Mobilisation du fer si mauvais drainage (pseudo-gleyification).	- Id actuel si bon drainage - Mobilisation du fer si mauvais drainage (pseudo-gleyification)
MO	- MO humifiée, riche en humine stabilisée à la fois par le climat et l'ambiance calcaire.	- Taux d'humification plus faible ; - Composés aliphatiques sous forêt ; - Accumulation de MO sous forme de molécules condensées, aromatiques si mauvais drainage

L'étude de la MO des sols analogues apporte quelques précisions sur l'évolution de cette phase du sol. En biome steppe-toundra, la nature de la MO de l'horizon organo-minéral humifère pourrait être assez semblable à celle des horizons humifères actuels et notamment si les sols sont cultivés : taux d'humification élevé, prédominance des humines. En biome de forêt boréale, les caractéristiques chimiques de la MO seraient susceptibles d'être légèrement différentes à cause du

couvert végétal forestier, de type résineux : taux d'humification plus bas, faible teneur en carbone extractible. La mise en culture des sols de ce biome favoriserait la minéralisation et l'humification (teneur en MO fraîche plus faible). Dans les deux types de biome, les contrastes climatiques saisonniers pourraient favoriser la formation d'une MO plus condensée que la MO actuelle.

Conclusion

La première étape de notre démarche a consisté à déterminer les scénarios d'évolution des sols de la région de référence. Cette étape repose sur la caractérisation de la couverture pédologique de la région de référence et de sols de régions analogues. Nous avons identifié les processus pédologiques actifs dans chacun des sites étudiés, ainsi que les caractéristiques des phases minérale et organique dans chaque type de sol. La matière organique a été analysée afin d'établir les relations entre l'humification et la structure chimique d'une part et le biome considéré d'autre part. Ces informations peuvent ensuite servir à la prévision de la rétention des éléments chimiques.

Nous avons identifié huit unités de sols dans la région de référence, pour la majorité calcimagnésiques : rendzines, sols bruns calcaires et calciques. En effet la région repose sur des calcaires massifs parfois surmontés de reliques sableuses (sols bruns faiblement acides). La plupart de ces sols sont bien drainés, cultivés et présentent une MO humifiée relativement riche en chaînes aliphatiques. Seuls les sols colluvio-alluviales sur marnes sont marqués par l'hydromorphie et sont riches en MO fraîche.

Nous avons échantillonné quatre régions analogues, sous cinq climats différents et sur des matériaux parentaux calcaires : Pays de Bray (tempéré, calcaire massif), Jura (montagnard, calcaire massif), Ontario (tempéré continental, moraine dolomitique) Manitoba (boréal, moraine dolomitique), Saskatchewan (steppe, moraine dolomitique). La première région analogue a permis de valider la méthode. En effet les sols présents dans le Pays de Bray subissent les mêmes processus et présentent les mêmes caractéristiques que ceux de la région de référence. L'étude des sols des autres régions a permis de constater que sur matériau calcaire et sous des climats assez secs, l'évolution est limitée. En forêt boréale, les sols peuvent varier rapidement en fonction du régime hydrique local. Ainsi des sols carbonatés légèrement brunifiés se forment en conditions drainantes tandis que des sols très organiques se forment en conditions hydromorphes. Malgré l'humidité et le froid, l'activité biologique de ces sols est assez bonne, grâce au contexte calcaire

qui maintient un pH élevé. Grâce à cette activité biologique, la MO évolue vers des formes condensées. Les sols de steppe froide continentale sont caractérisés par un profil de type chernozem (mélanisation et calcification), parfois marqués par l'hydromorphie en bas de pente, ou par l'érosion avec départ ou accumulation de particules et notamment de MO. La MO de ces sols présente quelques analogies avec celle des sols calcaires tempérés (rendzine et sol brun calcaire), du point de vue des taux d'humification et des teneurs en humines. Le contexte calcaire est en effet favorable, quel que soit le climat, à une stabilisation de la MO. Cependant, les AH et les humines des sols de steppe froide seraient plus condensés que ceux de climat tempéré. L'étude d'une région dont le bilan hydrique est très supérieur à celui de forêt boréale ou de steppe froide (étage montagnard) a montré qu'un climat très humide est nécessaire pour permettre la décarbonatation des sols, étape préalable à une évolution plus poussée des sols sur matériau calcaire. Nous avons montré également que ceci permet une évolution différente de la MO : dans les sols de l'étage montagnard, la MO est peu humifiée, contient une faible proportion d'humine, beaucoup d'AF, et les AH sont riches en groupements « oxygénés » (carboxyles).

Ces informations ont permis de construire des scénarios d'évolution des sols de la région de référence en conditions périglaciaires. Dans l'ensemble, les sols de forêt boréale seraient de type sol brun (Cambisols), donc peu différents des sols actuels, riches en MO fraîche avec un humus parfois épais. Les différences avec les sols actuels concerneraient la nature aliphatique de la MO liée à la présence de résineux et la formation de sols hydromorphes organiques dans les vallées. Les situations hydromorphes pourraient conduire à des sols organiques, présentant une MO évoluée, grâce au contexte calcaire (tourbière eutrophe). En steppe - toundra, les sols de plateau sans pergélisol pourraient être de type rendzine, sous une litière peu épaisse de MO fraîche, en revanche, les zones d'écoulement de l'eau seraient érodées et peu végétalisées (sauf en contexte marneux). Les sols sur pergélisol pourraient être hydromorphes et cryoturbés. Les plus grandes différences seraient observées entre les sols de steppe-toundra et les sols actuels. Elles concerneraient la disparition des sols colluviaux, l'extension des zones hydromorphes (apparition de tourbières peu acides dans les fonds de vallée sur matériaux marneux) et l'accumulation de MO humifiée dans des humus de type moder dans ce biome. Les faibles différences observées entre les sols périglaciaires et les sols actuels sont liées à l'aridité des climats boréaux et de steppe-toundra et à la nature calcaire de la région. Les caractéristiques physico-chimiques les plus affectées par ce changement climatique semblent être d'une part la quantité et le type de MO, ce qui se répercuterait sur la valeur de la CEC, et d'autre part le potentiel rédox, dans certains cas. Ces changements pourraient avoir des conséquences sur le comportement de radionucléides, que nous étudions dans les deux chapitres suivants.

Troisième partie

**Etude de la rétention du technétium et de l'iode
dans des sols de régions froides, en conditions
contrôlées**

Un refroidissement climatique peut affecter le comportement des radionucléides dans les sols d'une part, en modifiant la dynamique de l'eau et donc la mobilité des éléments en solution, et d'autre part, en provoquant des changements dans les propriétés physico-chimiques de ces sols. Dans cette partie, nous étudions en conditions contrôlées, les propriétés de rétention de sols ayant évolué en conditions climatiques froides et prélevés dans les régions analogues (2^{ème} partie), pour deux radioéléments, l'iode (isotope 127, stable) et le technétium (isotope 99, radioactif). Ces deux éléments sont réputés mobiles dans les sols cultivés. En ce qui concerne l'iode, la teneur et la nature de la MO, notamment la présence de groupement phénoliques, pourraient influencer la rétention de cet élément (Christiansen, 1990 ; Warner *et al.*, 2000). En influençant la nature de la MO et sa quantité, le climat pourrait donc intervenir sur la rétention de l'iode dans le sol. Nous testons cette hypothèse en étudiant la rétention de l'iode dans des sols provenant de régions climatiques différentes mais dont la teneur en MO est similaire. Les résultats de ces expériences sont ensuite combinés aux scénarios possibles d'évolution des sols décrits dans la 2^{ème} partie, pour prévoir le transfert potentiel de l'iode et du technétium dans les sols de la région d'étude, en conditions climatiques froides.

I. Etude de la rétention du technétium et de l'iode en conditions contrôlées : matériel et méthodes

A. Matériel et méthode

1. Rétention du technétium

a. Principe

La méthode la plus couramment utilisée pour étudier les processus de sorption de radioéléments est une mise en suspension d'un échantillon de terre dans une solution contenant l'élément (méthode de type « batch »). Ces conditions expérimentales sont très différentes des conditions naturelles et provoquent entre autres une destruction de la structure du sol. Une autre méthode a été mise au point par Sheppard *et al.*, (1990) qui permet de mesurer l'adsorption d'un élément (le technétium) sur un sol dans des conditions proches des conditions naturelles. C'est ce principe qui a été retenu pour la présente étude. Il s'agit d'incuber, une quantité de terre

humidifiée à la capacité au champ, avec une solution contenant le radioélément. Cette méthode peut être menée en conditions aérobies ou anaérobies. Nous avons légèrement modifié le protocole au niveau de la méthode d'extraction de la solution du sol (*cf.* § suivant).

Les échantillons de terre proviennent des horizons de surface de 18 profils prélevés en conditions climatiques sub-arctiques (sites B1 à B3 de forêt boréale) et de type continental froid (sites S1 à S5 de steppe froide). Les mesures sur les sols de la région de référence avaient déjà été réalisées selon le même protocole (Echevarria, 1997). Les échantillons de terre sont séchés à l'air et tamisés à 2 mm avant d'être utilisés dans les expérimentations. Les caractéristiques physico-chimiques de ces sols ont été données dans le tableau II.8 de la 2^{ème} partie.

b. Réalisation

Afin de faciliter l'homogénéisation de la contamination, la terre est d'abord humidifiée à 50 % de sa capacité au champ (CC) avec de l'eau osmosée. Après un repos de 10 min, l'échantillon est humidifié à 100 % de la CC avec une solution radioactive. Cette solution ^{99}Tc est obtenue par dissolution de $\text{NH}_4^{99}\text{TcO}_4$ cristallisé (activité spécifique 630 MBq.g^{-1} , NEN) dans de l'eau ultrapure, suivie d'une dilution pour obtenir une activité de 600 Bq.ml^{-1} . Selon les sols, le volume de solution de ^{99}Tc correspond à une activité de 35 à 286 Bq.g^{-1} de terre sèche, en fonction de leur capacité au champ. Lors du mélange, les terres ont perdu leur structure initiale. Le mélange est homogénéisé manuellement puis réparti dans des sachets en polyéthylène, perméables à l'air à raison de 50 g de terre humide par sachet. Les sachets sont placés à l'obscurité et à température ambiante et incubés pendant 1 mois, 3 mois et 1 an. Pour chaque temps d'incubation, il y a cinq répétitions pour les sols de steppe froide et trois répétitions pour les sols de forêt boréale. Le nombre de répétition pour les sols de forêt boréale a été limité par le volume de terre disponible.

A la fin de la période d'incubation, les sachets sont ouverts, le pH et le Eh sont mesurés à l'aide d'électrodes (*Sentrix ORP, MTM ; combination pH-electrode, Mettler toledo*) mises au contact de la terre, dans le sachet. Le contenu du sachet est ensuite placé dans une seringue filtrante (filtre en microfibre de verre, porosité : $0,45 \mu\text{m}$, Whatman) pour être filtré et centrifugé (9460 g , 10 minutes). Un ml de la solution du sol ainsi extraite est mélangé à 10 ml de liquide scintillant (Ready Safe, Beckman). L'activité de la solution est mesurée par un compteur à scintillation liquide (Packard, modèle 460CD). Le calcul du coefficient de sorption nécessite de connaître la

concentration du radionucléide dans la phase solide, en Bq.kg^{-1} de terre sèche, qui est calculée comme suit :

$$[^{99}\text{Tc}]_{\text{phase solide}} = \frac{([^{99}\text{Tc}]_{\text{introduite initialement}} - [^{99}\text{Tc}]_{\text{solution du sol}}) * \text{volume de solution (L)}}{\text{Masse de terre sèche (kg)}} \quad (1)$$

Compte tenu de la faible capacité d'adsorption du Tc et de la marge d'erreur des mesures, des valeurs négatives de K_d peuvent être obtenues par ce calcul. Ces valeurs négatives théoriquement incorrectes sont cependant incluses comme étant des résultats valides (Gilbert & Kinnison, 1981). Les valeurs sont log-transformées ($\log_{10}(2 + K_d)$) avant d'être incluses dans les analyses statistiques. La distribution du K_d étant log-normale, les moyennes calculées sont des moyennes géométriques. Les tests statistiques ont été réalisés à l'aide du logiciel Statbox 6.4.

2. Rétention de l'iode.

a. Principe

L'objectif de cette expérience étant de déterminer l'influence de la nature de la MO sur la rétention de l'iode, les terres ont été choisies en fonction du bilan de répartition du $C_{\text{organique}}$. L'étude de la MO a permis de distinguer plusieurs groupes au sein de l'ensemble des sols échantillonnés (§III.C, 2^{ème} partie). Nous avons retenu quatre sols dans ces différents groupes (Tableaux II.8 et II.14) :

- **TB3p** : sol brun calcaire sur marnes, Barrois, France (CC = 37,3 %) (Calcisol cambique stagnique), sol cultivé, bonne activité biologique (C/N = 10), MO bien humifiée, constituée majoritairement d'humine ;
- **M3pb** : sol brun calcique, Jura, France (CC = 55,5 %) (Leptosol eutrique), sol de prairie, bonne activité biologique (C/N = 11), MO fraîche abondante, MO humifiée relativement pauvre en humine, AH riches en O et peu condensés ;
- **S1p** : chernozem (CC = 28,2 %) (Chernozem calcique gleyique), sol cultivé, activité biologique relativement moins bonne que dans les trois autres sols (C/N = 15), part de la MO humifiée faible par rapport aux autres sols cultivés, proportion d'humine importante, peu (ou pas) d'AH ;
- **S1c** : chernozem orthique (CC = 31,9 %) (Chernozem molli-glossique gleyique), sol cultivé, bonne activité biologique (C/N = 11), MO bien humifiée, proportion d'humine importante, peu d'AF, AH aromatiques, pauvres en H et en O.

TB3p et S1p contiennent une MO dont les caractéristiques sont assez similaires mais l'un provient de la région de référence, et l'autre, de steppe froide. Ces deux sols permettent donc de comparer le comportement de l'iode dans des sols qui paraissent semblables chimiquement mais qui ont subi des processus pédogénétiques différents.

Les échantillons de terre utilisés dans cette étude sont les horizons de surface de ces quatre sols. Deux méthodes ont été testées : suspension de sol (batch) et incubation à 100 % de la CC. La deuxième méthode s'approche davantage des conditions naturelles que la procédure de type batch. La méthode en batch est réalisée dans le but de comparer les résultats des deux techniques entre eux et avec ceux d'autres auteurs. Le protocole d'incubation à 100 % de la CC est similaire dans son principe à celui présenté dans l'étude de la rétention du ^{99}Tc . Cependant, à la différence du technétium, l'iode est l'objet de réactions microbiennes dans les sols en conditions aérobies, (cf. 1^{ère} partie). Le protocole est donc légèrement adapté pour permettre l'étude de la relation entre la sorption de l'iode et l'activité microbienne : un piège à CO_2 (NaOH) est placé dans l'enceinte d'incubation et une incubation préparatoire est réalisée avant l'introduction de l'iode afin de stabiliser l'activité biologique de toutes les terres. La réhumectation des terres provoque en effet un pic d'activité microbienne. Cette incubation préalable est réalisée à 80% de la CC pour optimiser l'activité microbienne. L'iode est introduit dans les échantillons après cette incubation préparatoire.

b. Réalisation

Les échantillons de terre ont été séchés à l'air et tamisés à 2 mm au préalable. Les terres séchées (teneur en eau résiduelle comprise entre 3 % et 16 %) sont réhumectées à 80 % de leur CC avec de l'eau osmosée et incubés à 20°C avant l'addition de l'iode. L'activité microbienne est évaluée par la quantité de CO_2 produit par les terres (respiration microbienne) rapportée à la quantité de $\text{C}_{\text{organique}}$ présent. Le CO_2 est piégé par de la soude (10 ml, 0,5 M) placée dans un flacon dans l'enceinte d'incubation. Le flacon est remplacé tous les deux jours par un flacon « neuf ». La solution est dosée en retour par HCl (0,2 M) en présence de BaCl_2 (20 %) et de thymolphthaléine (4 % dans du méthanol). L'incubation préparatoire est arrêtée quand l'activité microbienne paraît stabilisée, *i.e.* quand la production journalière de CO_2 est constante. Les échantillons de terre sont alors répartis en trois séries (à raison de trois répétitions par modalité) :

suspensions de sol à 20°C (rapport sol/solution = 1/10), incubation à 100 % de la CC à 6°C et à 20°C. L'iode (solution de KI) est alors mis en contact avec la terre à raison de 25 g.kg⁻¹ de terre sèche. Une fois mélangées avec la solution de KI, les suspensions de terre sont mises à agiter sur un agitateur rotatif (15 rpm) tandis que les échantillons à la CC sont replacés dans l'enceinte d'incubation jusqu'à la fin de la période de contact. Les périodes d'incubation sont :

Suspension de sol : 1, 3, 6, 14 et 30 jours ;

Incubation à 100% de la CC à 20°C : 1, 6 et 20 jours ;

Incubation à 100% de la CC à 6°C : 6 et 20 jours.

Un témoin sans iode est également incubé en enceinte pendant six jours. L'activité microbienne est mesurée au cours et à la fin de l'incubation. A la fin de la période d'incubation, les suspensions sont centrifugées (14784 g, 15 min) et le surnageant est échantillonné pour déterminer la concentration en iode. La solution des terres incubées à 100 % de la CC est extraite par centrifugation dans des seringues filtrantes (9460 g, 10 min). La concentration en iodure des solutions est mesurée par chromatographie ionique (*Dionex, Ion Pac AS11-HC*, éluant : 50 mM NaOH, 50 % Méthanol qualité HPLC Prolabo ; flux d'éluant : 1 ml.min⁻¹ ; courant du suppresseur : 150 mA) à 20°C. Le coefficient de distribution est calculé (*cf.* définition donnée pour le cas du Tc) en obtenant les concentrations d'iode en phase solide par soustraction des quantités en solution.

B. Résultats

1. Rétention du technétium

a. Coefficient de distribution

L'adsorption du Tc est évaluée par le coefficient de distribution sol/solution (K_d), calculé à partir de la concentration des solutions extraites. Pour la plupart des échantillons, les valeurs de K_d sont très faibles (Tableau III.1), proches de zéro ou négatives, ce qui indique le peu, voire l'absence d'adsorption du Tc sur la phase solide des sols étudiés. Cependant des valeurs élevées de K_d ont été obtenues dans deux cas. Le premier, ($K_d = 27,2 \text{ l.kg}^{-1}$), obtenu au bout de trois mois pour une répétition de B2s a pu être relié à la valeur du potentiel rédox (*cf.* § suivant). Le deuxième cas correspond au sol S5c : des valeurs élevées, incohérentes (très variables), ont été obtenues dans les cinq répétitions après 1 et 3 mois. Ces résultats ont été attribués à des problèmes de variabilité des conditions ayant pu avoir lieu dans ces sachets au cours de la

Troisième partie : étude du transfert du technétium et de l'iode dans des sols de régions froides
A. Etude de la rétention de l'iode et du technétium en conditions contrôlées

manipulation. Les moyennes et écart-types ont été calculés en deux étapes : en incluant ou non ces valeurs. Par ailleurs, le nombre d'échantillons exploitables après un an est restreint du fait d'un dessèchement prononcé de la plupart des échantillons (3 à 5 répétitions utilisables sauf dans un cas).

Tableau III.1. Coefficient de distribution (K_d , l.kg⁻¹) pour chaque sol

		(moyennes et écart-types)					
		1 mois		3 mois		1 an	
		moyenne	écart-type	moyenne	écart-type	moyenne	écart-type
<u>Steppe froide</u> (Canada)	S1s	-0,001	0,006	0,012	0,008	0,200*	—
	S1p	-0,007	0,012	0,016	0,011	—	—
	S1c	0,021	0,009	0,029	0,009	—	—
	S2s	-0,020	0,012	-0,014	0,005	—	—
	S2c	0,050	0,002	0,075	0,010	—	—
	S3s	-0,001	0,005	0,018	0,005	—	—
	S3p	0,011	0,012	0,008	0,005	0,021	0,001
	S3c	0,038	0,022	0,092	0,016	0,173	0,047
	S4c	0,026	0,017	0,117	0,038	—	—
	S5s	0,059	0,018	0,213	0,019	0,303	0,052
	S5c	2,132	3,700	2,567	1,371	—	—
moyenne Steppe froide		0,017	<i>0,184</i>	0,027	<i>1,500</i>	0,050	<i>0,210</i>
<u>Forêt boréale</u> (Canada)	B1c	0,435	0,073	1,050	0,247	3,185	0,335
	B2s	0,385	0,084	1,079	<i>4,513</i>	0,319	<i>15,050</i>
	B2p	-0,003	0,003	0,020	0,016	—	—
	B2c	0,865	0,091	1,742	0,094	4,719	0,399
	B3s	-0,025	0,005	0,066	0,012	—	—
	B3p	-0,055	0,017	-0,061	0,009	0,304	0,011
	B3c	0,277	0,008	0,568	0,015	1,499	0,038
moyenne forêt boréale		0,249	0,319	0,541	<i>0,855</i>	0,666	<i>5,826</i>
moyenne totale		0,084	<i>0,202</i>	0,208	<i>1,278</i>	0,183	<i>0,376</i>
					0,443	<i>3,198</i>	0,862
							1,662

Sols colluviaux en grisé ; en italique, moyennes et écart-types incluant les valeurs « hors normes » (B2s et S5c) ;
* : une seule répétition.

Tableau III.2. Evolution du K_d moyen au cours du temps pour les deux régions analogues (moyennes et écart-type) (l.kg⁻¹)

	1 mois	3 mois	1 an
Steppe froide	0,02 (0,03)	0,05 (0,06)	0,16 (0,11)
Forêt boréale	0,25 (0,32)	0,54 (0,67)	1,73 (1,82)
Total	0,08 (0,21)	0,18 (0,44)	0,86 (1,66)

Dans les toposéquences de steppe comme dans celles de forêt boréale, le K_d est plus grand dans les échantillons de sols colluviaux que dans ceux de pente et de sommet (Tableau III.1). La figure III.1 et le tableau III.2 indiquent une augmentation de l'adsorption du Tc au cours du temps (plus

ou moins importante selon les terres). Cependant, même après un an, l'adsorption est faible. Par ailleurs, l'adsorption est globalement plus élevée dans les échantillons de forêt boréale que dans ceux de steppe, quelle que soit la période d'incubation.

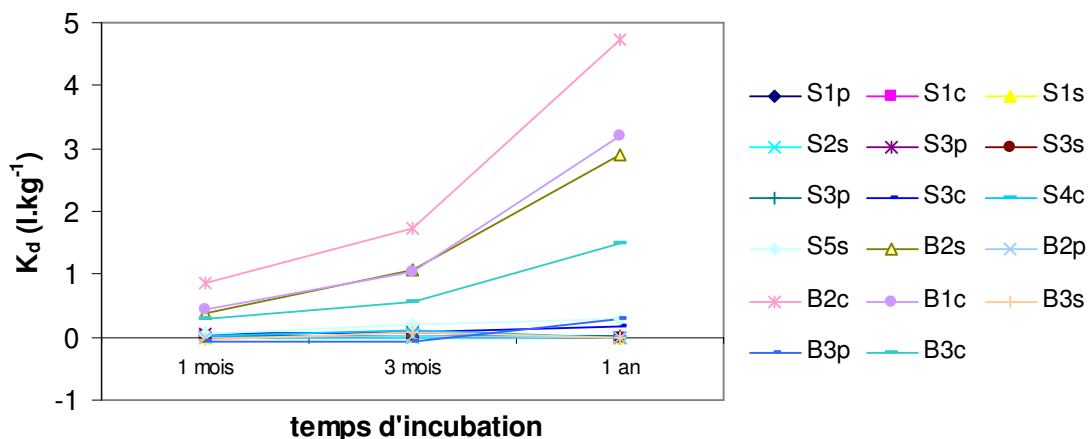
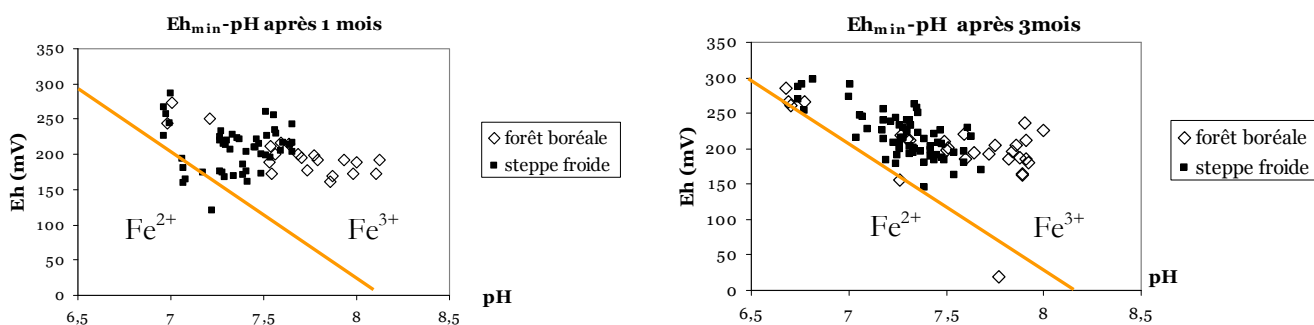


Figure III.1. Evolution du K_d du technétium en fonction du temps d'incubation

b. Potentiel rédox et pH

Les figures III.2 a et b présentent les valeurs de Eh et pH des sachets, ainsi que les domaines chimiques du couple $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$. Les moyennes du pH et du Eh sont : pour 1 mois, pH : 7,5, $\text{Eh}_{\min}$: 205 mV ; pour 3 mois, pH : 7,4, $\text{Eh}_{\min}$: 216 mV ; pour 1 an, $\text{Eh}_{\min}$: 231,4 mV. La plupart des terres sont donc restées en conditions oxydantes pendant l'incubation (domaine du Fe^{3+}). Les points situés dans le domaine du Fe^{2+} présentent des conditions qui ne permettent pas la réduction du Tc sauf dans un cas ($\text{Eh} = 20\text{mV}$).



Figures III.2 a et b. Eh-pH des sachets en fin d'incubation avec la limite d'équilibre $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$

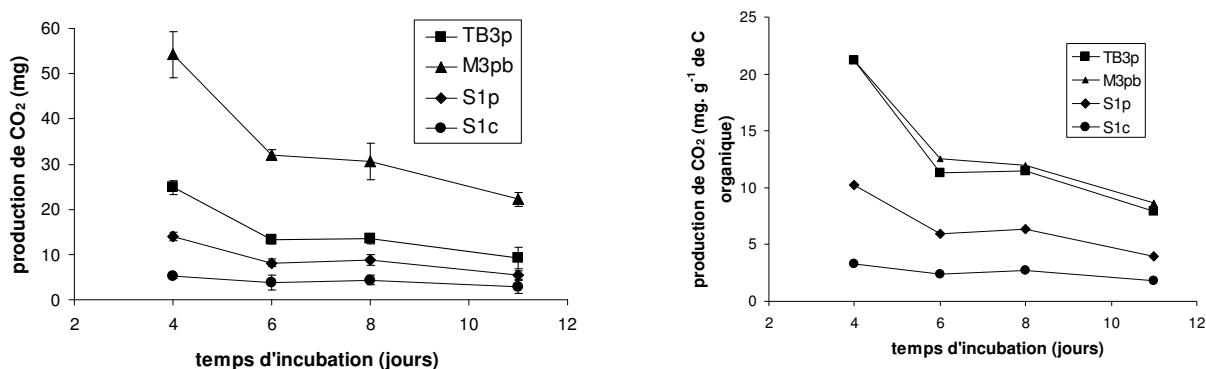
2. Rétention de l'iode

a. L'activité microbienne au cours des incubations

a. Au cours de l'incubation préparatoire

Au cours de cette période, l'activité microbienne connaît deux phases de production : d'abord une production élevée de CO₂ pendant les 4-5 jours suivant l'humectation de la terre, suivie d'une diminution de la production, qui se stabilise après 6-7 jours. Ces deux phases sont observées pour trois sols : TB3p, M3pb et S1p. En revanche pour S1c l'activité microbienne paraît constante tout au long de l'incubation. Le cas de S1c pourrait être lié au faible volume d'eau ajouté. Pour chaque sol, ce volume a été fixé en fonction de sa CC et de sa teneur en eau résiduelle. L'échantillon S1c était encore à 50% de sa CC avant le début de l'incubation, le volume d'eau ajouté est donc faible.

La quantité de CO₂ dégagé est croissante dans l'ordre : S1c < S1p < TB3p < M3pb (Figure III.3.a). Cependant, lorsque la production est rapportée au stock de carbone organique (Figure III.3.b), l'activité de M3pb est équivalente à celle de TB3p. Il est possible que M3pb ait reçu un amendement organique peu de temps avant le prélèvement, qui expliquerait sa teneur en C_{organique} assez élevée. L'intensité de l'activité microbienne pourrait être influencée par le type de MO : l'activité est moindre dans les sols où la MO est la plus condensée (S1p et S1c) et la plus intense dans le sol de montagne M3pb.



Figures III.3 a et b. Production journalière de CO₂ pendant l'incubation préparatoire

Même si tous les sols ont été humectés à 80% de la CC, l'activité microbienne semble influencée par le volume d'eau ajouté à la terre, qui dépend de la CC et de la teneur en eau initiale résiduelle.

En effet, la production de CO₂ au moment du pic d'activité est d'autant plus important que le volume d'eau ajouté est élevé : activité dans M3pb > TB3p > S1p > S1c ce qui correspond à la fois à l'ordre de teneur en eau résiduelles croissantes et au volume d'eau décroissant.

β. Au cours de l'adsorption

Après l'introduction de la solution de KI, la production de CO₂ présente de nouveau un pic (plus petit que le précédent), suivi d'une stabilisation vers 5 jours et ce, malgré l'incubation préparatoire. L'activité microbienne est de nouveau plus importante dans TB3p et M3pb que S1p et S1c quelles que soient la durée et la température d'incubation. Ce regain de l'activité microbienne pourrait être aussi liée à l'apport de potassium dans KI mais il semble plutôt qu'il s'agisse d'un effet de la réhumectation. Les témoins semblent légèrement plus actifs. Cette observation pourrait être attribuée à une toxicité de l'iode. En effet, la quantité d'iode apporté correspond, selon les sols, à des concentrations de 2,9 à 5,8 g.l⁻¹ dans la solution du sol, ce qui est supérieur au seuil de toxicité de la plupart des organismes aérobies (2 g.l⁻¹ selon Sheppard & Hawkins, 1995). Dans les quatre sols, l'activité est diminuée par le froid (Figure III.4). L'activité est 1,5 à 4,3 fois plus faible à 6°C qu'à 20°C, selon les sols et la durée d'incubation.

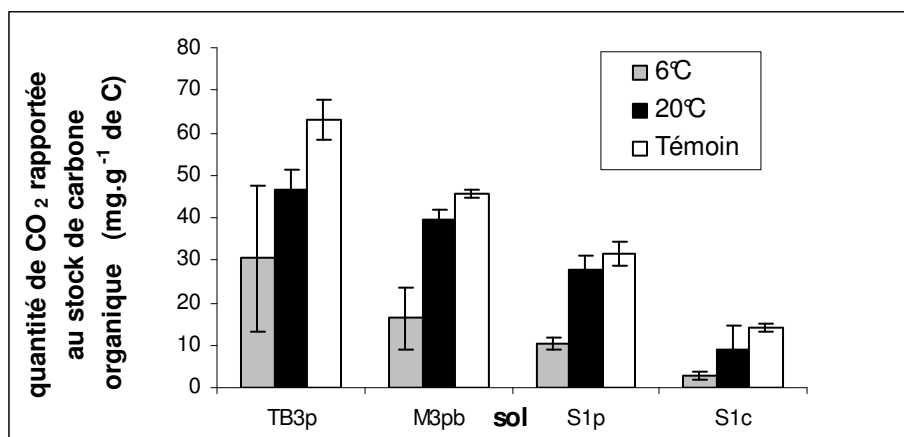


Figure III.4. Activité microbienne cumulée au bout de 6 jours d'incubation, pour les deux températures et le témoin à 20°C.

b. Limites analytiques

Dans les conditions d'analyses utilisées, la limite de détection de l'iode est de $1,5 \text{ mg.l}^{-1}$, la limite de quantification, 5 mg.l^{-1} , et la sensibilité 1 mg.l^{-1} . Le pic de I⁻ est bien séparé de ceux des autres anions, et en particulier de celui de SO_4^{2-} , sauf dans les solutions extraites de S1c. Cet échantillon présente une teneur en SO_4^{2-} supérieure à 1 g.l^{-1} , ce qui a souvent empêché la séparation du pic de I⁻ et la quantification de la concentration.

c. Adsorption de l'iode

a. Incubation à 100% de la capacité au champ

Les valeurs moyennes des K_d sont récapitulées dans le tableau III.3. Les moyennes géométriques sont accompagnées de l'écart type arithmétique car dans ce cas particulier, il reflète mieux la dispersion des valeurs que l'écart type géométrique. De plus, pour chaque traitement, la moyenne arithmétique est très proche (à 0,5 près) de la moyenne géométrique.

Tableau III.3. Coefficient de distribution (K_d en l.kg^{-1}) de l'iode pour chaque modalité

(moyennes géométriques, écart-types arithmétiques)

	température d'incubation : 20°C			température d'incubation : 6°C	
	1 jour	6 jours	20 jours	6 jours	20 jours
TB3p	-1,23	2,82	11,04	3,30	8,59
	0,38	0,30	1,51	0,25	2,52
M3pb	0,59	7,85	35,10	4,94	18,44
	1,43	0,61	4,32	0,71	2,93
S1p	-1,26	2,52	13,43	1,96	14,65
	1,50	0,98	1,37	0,43	2,26
S1c	16,46	7,92	-	6,18	3,20
	2,63	1,30	-	0,54	1,71

Tous les K_d sont positifs, sauf pour deux sols au bout d'un jour d'incubation. Les résultats obtenus pour S1c sont très différents de ceux des trois autres terres, mais ceci pourrait être lié à un problème de quantification de I⁻ dans les solutions extraites de ces échantillons. Pour les autres sols, malgré les interactions entre les trois facteurs, comme le montre l'analyse de variance, quatre observations peuvent être tirées des mesures de K_d :

- après un jour, il n'y a pas de rétention significative d'iode dans les sols, sauf pour M3pb ;

Troisième partie : étude du transfert du technétium et de l'iode dans des sols de régions froides
A. Etude de la rétention de l'iode et du technétium en conditions contrôlées

- l'adsorption augmente significativement avec le temps même au-delà de 6 jours, aux deux températures d'incubation pour tous les sols ;
- les sols retenant le plus d'iode sont dans l'ordre décroissant : M3pb, TB3p et S1p après 6 jours et M3pb, S1p et TB3p après 20 jours ;
- la rétention est globalement moins importante à 6°C qu'à 20°C (sauf dans un cas : TB3p à 7 jours) ;
- le temps est un facteur de variation plus important que le type de sol, lui-même plus important que la température.

β. Suspensions de terre (rapport 1/10)

Comme dans l'incubation en enceinte, des valeurs négatives ont été obtenues pour un jour d'incubation (Tableau III.4). Ces valeurs sont dues à la précision de la mesure de Γ en solution et traduisent des valeurs de K_d nulles à l'erreur statistique près. Pour TB3p et M3pb, la rétention augmente avec le temps, jusqu'à 30 jours d'incubation. Pour S1p et S1c, si l'on considère que les valeurs à 6 (et 14 jours pour S1p) sont des artéfacts, il semble qu'un plateau soit atteint dès 3 jours. En effet, le K_d est du même ordre de grandeur à 3 et 14 jours pour S1c et à 3 et 30 jours pour S1p. Les écarts type diminuent avec le temps d'incubation alors que la moyenne augmente, la variabilité diminue donc fortement, indiquant une stabilisation des processus. Ces résultats pourraient traduire un fonctionnement différent des sols étudiés : une rétention élevée dès le départ et qui augmente peu dans S1c et S1p d'un côté, et de l'autre, des sols retenant peu I au départ mais où la rétention augmente progressivement, probablement au-delà de 30 jours.

Tableau III.4. Coefficient de distribution (K_d) pour chaque traitement

	1 jour	3 jours	6 jours	14 jours	30 jours
TB3p	-9,96	1,49	1,58	7,66	21,20
	4,48	5,03	2,02	2,18	2,86
M3pb	-3,54	10,48	18,96	32,57	86,14
	5,56	2,90	2,32	7,15	6,87
S1p	4,74	17,42	2,61	2,15	16,07
	7,20	8,57	2,02	1,72	0,76
S1c	17,20	20,57	9,57	22,16	-
	3,72	-	2,25	0,77	-

C. Discussion

1. Rétention du Tc

Le suivi simultané du potentiel rédox et du K_d pour le Tc, permet de faire des hypothèses sur la spéciation de cet élément dans les échantillons. En effet, la comparaison du diagramme de stabilité du Tc en solution aqueuse, d'une part, et des conditions Eh-pH de l'expérience, d'autre part, il semble que le Tc soit resté majoritairement sous forme TcO_4^- au cours de l'incubation (cf. Figure I. 8 dans la 1^{ère} partie). Les valeurs de K_d obtenues dans ces conditions oxydantes sont similaires à celles de la littérature (Sheppard *et al.*, 1990 ; Wildung *et al.*, 1986; Echevarria *et al.*, 2003). Le Tc a pu néanmoins précipiter dans certains cas sous forme TcO_2 dans des espaces favorables à de la réduction localisée (consommation de l' O_2 dissous par la microflore) ce qui expliquerait que certains K_d soient significativement supérieurs à 0 et qu'on observe une tendance générale à l'augmentation des K_d avec le temps d'incubation. Le seul cas où pH et Eh indiquent des conditions nettement réductrices correspond à une valeur de K_d élevée ($27,2 \text{ l.kg}^{-1}$). Cette valeur a été obtenue au bout de trois mois pour un échantillon de forêt boréale (B2s). Cette unique valeur est du même ordre de grandeur que celui des K_d obtenus en conditions anaérobies par d'autres auteurs (Sheppard *et al.*, 1990).

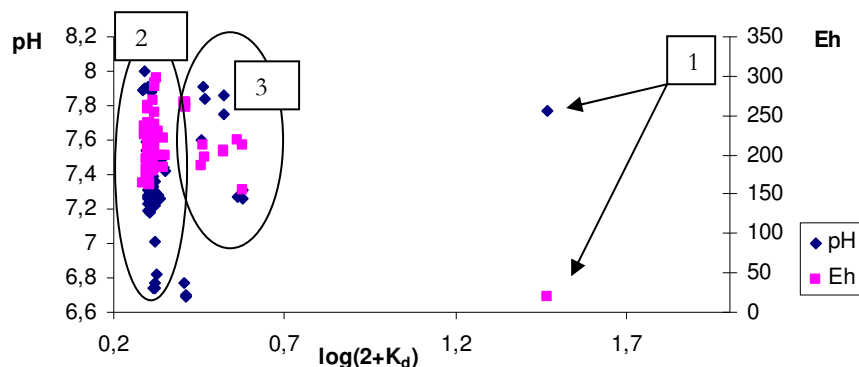


Figure III.5. Rétention du Tc et conditions physico-chimiques en fin d'incubation (temps d'incubation : 3 mois).

Mis à part ce cas (« 1 » sur la figure III.5), les variations du K_d ne semblent corrélées ni au potentiel rédox ni au pH dès lors que nous sommes dans le domaine de stabilité du pertechnétate (Figure III.5). On peut distinguer deux groupes de valeurs : pour des valeurs de Eh variant de 150 à 300 mV, et pour un pH variant de 6,6 à 8, le K_d reste constant, ou égal à 0 (groupe 2), tandis que dans le groupe 3, pour des valeurs similaires de Eh et de pH, le K_d varie de 0,5 à 5 l.kg^{-1} . Les sols du groupe 3 sont les sols de forêt boréale, riches en MO. Les valeurs obtenues dans ces sols sont du même ordre de grandeur que celles obtenues par Sheppard *et al.*, 1990) en conditions

aérobies dans des sols organiques. Nos résultats confirmeraient la corrélation entre le K_d et la teneur en MO des sols qui existerait donc en conditions aérobie même si elle est plus clairement établie en conditions anaérobies.

Par ailleurs, certains processus liés aux forces de rétention de l'eau dans les pores et les espaces intra-agrégats peut entraîner une rétention physique des solutés (dont TcO_4^-). Dans ce cas, la diffusion est le processus majeur d'échange entre la solution mobile du sol et les compartiments d'eau liée. Cette rétention physique pourrait se traduire notamment par une augmentation des valeurs de K_d , car la méthode d'extraction (filtration et centrifugation simultanées) ne permet pas d'accéder à ces compartiments. Les processus de diffusion impliqués étant lents, il est normal que les valeurs de K_d traduisant cette rétention augmentent lentement avec le temps et ce, jusqu'à un an. Cette hypothèse n'est pas en contradiction avec le phénomène d'exclusion anionique. En effet, notre méthode d'extraction de la solution du sol permet au mieux de prélever l'eau macroporale, tandis que l'exclusion anionique concerne la couche d'eau en contact avec la phase solide (microporosité). La compétition entre ce phénomène et la diffusion pourrait être évaluée par le suivi de la concentration en Tc des différents compartiments aqueux (macro, méso et micro-porosité).

Les valeurs de K_d varient selon les sols considérés, au sein de chaque région analogue (forêt boréale ou steppe froide). On ne peut donc attribuer une seule valeur de K_d à chacun. Cependant, nos résultats montrent que globalement, la rétention du Tc est plus faible dans les échantillons de steppe froide que dans ceux de forêt boréale. Après 1 an, K_d est supérieur à 1.0 l.kg^{-1} dans cinq des six sols boréaux alors qu'il est toujours inférieur à $0,5 \text{ l.kg}^{-1}$ dans les sols de steppe froide. Ceci pourrait être attribué aux plus grandes teneurs en MO des sols boréaux. Par ailleurs, parmi les sols de steppe froide, les sols colluviaux présentent un K_d plus élevé. Ces sols sont aussi plus riches en MO.

L'étude de la rétention du Tc a confirmé que cet élément est très peu retenu sur la phase solide des sols en conditions aérobie. La rétention semble légèrement plus importante dans les sols de forêt boréale que dans les sols de steppe froide, probablement en relation avec leur plus forte teneur en MO. Il semblerait que la rétention intra-agrégat et le potentiel d'oxydo-réduction soient responsables des valeurs de K_d non nulles observées en conditions oxydantes. La longue période d'incubation a mis en évidence que, tout en restant faible, la rétention du Tc augmente pour des temps longs, et ce, notamment par dessiccation du milieu.

2. Rétention de l'iode

Dans les trois types d'incubation, les valeurs de K_d les plus élevées correspondent au sol M3pb, pour les durées d'incubation les plus longues : 86 l.kg^{-1} en suspension de sol, 35 l.kg^{-1} à la CC, à 20°C et 19 l.kg^{-1} à la CC à 6°C . Ces valeurs sont dans la partie basse de la gamme rapportée dans la littérature (*cf.* 1^{ère} partie). Pour les autres temps d'incubation, on n'observe pas de tendance. Le sol M3pb est le plus riche en MO ($C_{\text{organique}} = 4,3 \%$) mais on ne peut établir une corrélation entre le K_d et la teneur en MO pour les autres sols. Par rapport aux trois autres sols, M3pb présente une nature de MO très différente : MO fraîche abondante et une MO humifiée contenant beaucoup d'AF et d'AH et peu d'humine. Ceci pourrait confirmer que I s'associe davantage avec les fractions extractibles (AF et AH) qu'avec l'humine (Sheppard & Thibault, 1992). La nature et la quantité de MO variant en même temps, il n'est pas possible de déterminer ce qui a le plus d'effet sur la rétention de l'iode dans nos échantillons. Les plus grandes valeurs obtenues en suspension de sol par rapport à l'incubation à la CC (Tableau III.5) pourraient être attribuées à la plus grande surface de contact entre la terre et la solution dans les suspensions de sol. Cependant, l'absence de tendance prononcée dans les résultats rend difficile leur interprétation.

Tableau III.5. K_d obtenus par l'incubation à la CC (en blanc) et en suspensions de sol à 20°C (en grisé)

	1 jour	3 jours	6 jours	14 jours	20 jours	30 jours
TB3P	-1,23		2,82		11,04	
	-9,96	1,49	1,58	7,66		21,20
M3pb	0,59		7,85		35,10	
	-3,54	10,48	18,96	32,57		86,14
S1p	-1,26		2,52		13,43	
	4,74	17,42	2,61	2,15		16,07
S1c	16,46		7,92		-	
	17,20	20,57	9,57	22,16		-

Nous avons montré une prolongation de l'adsorption au-delà de 6 jours en suspension de sol et à 100% de la CC, alors qu'il est généralement considéré dans la littérature que l'équilibre est atteint pour ce temps de contact dans des suspensions de sol (Rancon, 1988 ; Bird & Schwartz, 1996). Cette évolution de la rétention pourrait être due à l'activité microbienne et/ou au dessèchement de la terre. D'une part, la figure III.6. montre en effet que pour deux sols au moins (M3pb et TB3p), le K_d est bien corrélé à la quantité cumulée de CO_2 dégagé, indicateur de l'activité microbienne pendant l'incubation.

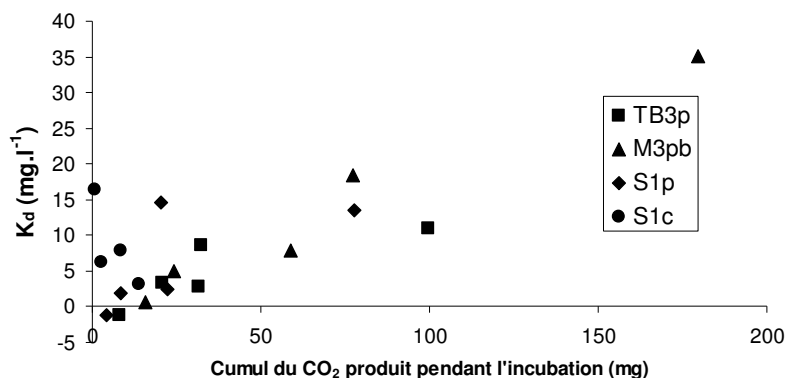


Figure III.6. Relation entre l'adsorption et l'activité microbienne pour chaque sol

D'autre part, au cours de l'incubation, les conditions d'humidité ont aussi évolué. En effet, un dessèchement des terres a été noté dès 6 jours d'incubation à 20°C et à 6°C, malgré les précautions prises à ce sujet. Ce dessèchement augmente avec le temps d'incubation, mais il est moindre à basse température. Il a été choisi de ne pas réhumecter les sols au fur et à mesure, pour éviter de remettre en solution les éléments adsorbés. Le dessèchement a pu défavoriser la formation d'association de l'iode avec les substances humiques en ralentissant l'activité microbienne. Mais il a pu surtout favoriser la « ségrégation » de l'iode dans la microporosité. La ségrégation de l'iode dans l'eau de la microporosité le rend difficilement extractible malgré le complément d'eau apporté le jour de l'extraction (jusqu'à 100% CC). Le temps entre cet apport et l'extraction n'a peut être pas été suffisant pour permettre l'équilibrage de la solution déjà présente avec la solution apportée. L'iode retenu dans la microporosité n'aurait donc pas pu diffuser dans l'ensemble de la solution du sol avant l'extraction. De plus, après l'extraction de la solution du sol, il reste dans les échantillons de terre un volume d'eau équivalent à 60 à 80% de la CC, selon les sols. L'iode serait donc retenu dans ce volume d'eau résiduel. La méthode de filtration-centrifugation simultanée ne permet pas d'extraire toute l'eau du sol mais elle évite une dilution des concentrations et une modification de l'équilibre (Yuita *et al.*, 1991). Des mesures de désorption de l'iode réalisées sur les échantillons de terre semblent indiquer que l'iode peut être facilement désorbé par des extractions successives. Cette observation tend à confirmer l'hypothèse de rétention dans l'eau non extractible. La rétention de l'iode dans les espaces intra-agrégats a également été suggérée par Fukui *et al.* (1996). La dissolution de l'iode diminue quand l'humidité du sol baisse de 120 à 60 % de la CC (alors qu'elle augmente quand l'humidité baisse de 60 à 20%), ce qui a pu renforcer l'effet de la rétention intra-agrégat (Yuita *et al.*, 1991).

Le résultat majeur de cette étude est le rôle de l'humidité du sol et de la diffusion au sein des agrégats dans la rétention de I comme nous l'avons montré pour le Tc. Pour le Tc nous avons étudié 3 modalités (3 temps d'incubation), alors que pour l'iode, nous avons pris en compte 10 modalités, ce qui a généré une grande variabilité dans les K_d . L'origine de cette variabilité et la relation entre la nature de la MO et la rétention de I pourraient être mieux expliquées en utilisant une gamme de sols plus étendue, comme cela a été fait pour le Tc.

Nous avons pu montrer une relation entre la rétention de l'iode et l'activité microbienne dans deux sols et notamment leur diminution simultanée à des températures basses. Mais surtout nous avons montré l'importance de l'humidité dans la rétention de l'iode dans les compartiments de la solution du sol difficilement extractibles. Cependant les conditions de l'expérience ne permettent pas de distinguer les effets spécifiques de l'activité microbienne et de l'humidité des échantillons sur la rétention de l'iode.

D. Conclusion

Les études de rétention de l'iode et du technétium ont été réalisées à partir d'une méthode alternative aux suspensions de terre en solution aqueuse, qui se rapproche davantage des conditions réelles. Cette méthode a permis de montrer que la dessiccation (processus fréquent dans un sol en conditions naturelles) pourrait augmenter la rétention de l'iode et du technétium en permettant leur rétention dans la microporosité. En conditions naturelles la dessiccation est suivie de réhumectation lors d'événements pluvieux. L'effet de la répétition de cycles dessiccation - humectation sur la rétention de ces éléments pourrait être étudié par des incubations. Cette étude ne prend pas en compte les phénomènes liés au gel, tels que l'exclusion de sels (*cf.* partie 1) qui a pour effet de concentrer les ions dans la fraction de la solution du sol restée liquide. De ce fait, le gel pourrait favoriser la rétention des éléments en augmentant leur concentration en solution, mais aussi limiter le temps de contact « élément-phase solide » ce qui défavoriserait la rétention. Des études complémentaires sont nécessaires pour déterminer le bilan global de ce phénomène.

Pour le technétium, il semble que les sols de forêt boréale, qui ont des teneurs en MO plus élevées, soient plus favorables à la rétention du Tc que ceux de steppe. De même le Tc serait davantage retenu dans les sols colluviaux, que dans les sols de pente ou de sommet. Ces résultats suggèrent que la teneur en MO pourrait jouer un rôle dans la rétention du Tc même en

conditions aérobies. Cependant, les valeurs de K_d obtenues, tant pour Tc que pour I, étant assez faibles, ces éléments peuvent être considérés comme mobiles dans les sols analogues en conditions oxydantes.

II. Prévision du comportement du technétium et de l'iode dans les sols de la région de référence en conditions périglaciaires

Nous avons proposé dans la deuxième partie, un scénario d'évolution des sols de la région de référence en conditions périglaciaires. Globalement, en conditions boréales, les sols dominants pourraient être assez similaires aux sols actuels, mis à part un enrichissement en MO dû à la présence d'un couvert forestier et l'éventuelle persistance d'un pergélisol. Les sols de steppe froide, fortement influencés par la présence d'un pergélisol, pourraient être assez différents des sols actuels, du point de vue du potentiel rédox notamment. Par ailleurs, les expériences décrites ci-dessus d'une part confirment que les principaux facteurs de rétention restent le potentiel rédox et la teneur en MO pour le Tc et la teneur en MO pour I et d'autre part, indiquent qu'en conditions aérobies et « sèches », la rétention de ces éléments dans les sols ne serait pas nulle, à cause de la diffusion dans la microporosité. L'ensemble de ces résultats permet d'évaluer le comportement de ces deux radionucléides, dans la région de référence en conditions périglaciaires.

A. Evolution des facteurs influençant le comportement des radionucléides dans les sols

1. Dynamique de l'eau

Que ce soit pour le technétium ou l'iode, nos expériences ont montré le rôle important de la rétention « physique » sur l'adsorption, par le biais de la ségrégation de la solution du sol dans les agrégats. Ceci implique que la dessiccation des sols pourrait engendrer une certaine rétention de ces éléments alors même que les conditions chimiques n'y sont pas particulièrement favorables. En condition de steppe-toundra, la présence d'un pergélisol masquerait probablement l'effet de la dessiccation en provoquant l'apparition de conditions hydromorphes dans de nombreux sols. En forêt boréale, les sols hydromorphes étant moins fréquents, la dessiccation pourrait jouer un rôle non négligeable. De plus, l'aridité des climats périglaciaires pourrait

favoriser ce mécanisme de rétention. Par ailleurs, l'aridité favorise l'accumulation des éléments mobiles dans les horizons de surface et l'évacuation de ces éléments est limitée par la faible fréquence des écoulements, mis à part à la période de dégel et pendant les pluies estivales (Hayashi *et al.*, 1998). Cependant, ces périodes humides ont une action érosive intense qui pourrait favoriser la dispersion des éléments sur de grandes surfaces (Koch-Steindl & Pröhl, 2001).

Les effets directs du gel sur le technétium et l'iode ont été assez peu étudiés. Il semble que le gel réduise la rétention de l'iode dans les sols (Bostock *et al.*, 2003). L'explication proposée par ces auteurs est la diminution de l'activité microbienne due au gel. Les résultats de Yuita *et al.*, (1991) suggèrent que le dégel des sols gelés favoriserait la désorption de l'iode et sa mise en solution. Ceci signifie qu'en conditions périglaciaires, et notamment en steppe-toundra, l'iode pourrait être assez mobile. Par ailleurs, le gel de la solution du sol provoque la concentration des éléments dans une saumure qui entoure les lentilles de glaces. Ce mécanisme conduit à une redistribution des ions dans le sol et notamment à l'hétérogénéité des concentrations (Ostroumov, 1998). Il est probable que les éléments ainsi concentrés seraient retenus dans les sols puis légèrement dilués dans l'ensemble de la solution pendant la période de dégel.

2. Matière organique

En steppe-toundra, le couvert végétal peut être discontinu et fournir assez peu de biomasse fraîche aux sols. Cependant, la dégradation étant lente, des litières plus ou moins épaisses peuvent se constituer dans certains sols (humus type moder). Sous cette litière, la MO pourrait être assez bien humifiée et riche en humine et en AH (Schreier & Lavkulich, 1985). Au contraire, en forêt boréale, la biomasse incorporée pourrait être plus abondante, mais être plus rapidement dégradée (humus de type mull). La mise en culture de ces sols favoriserait la diminution de la teneur en MO et en particulier de la part de MO fraîche.

B. Comportement du technétium et de l'iode dans les sols en conditions périglaciaires

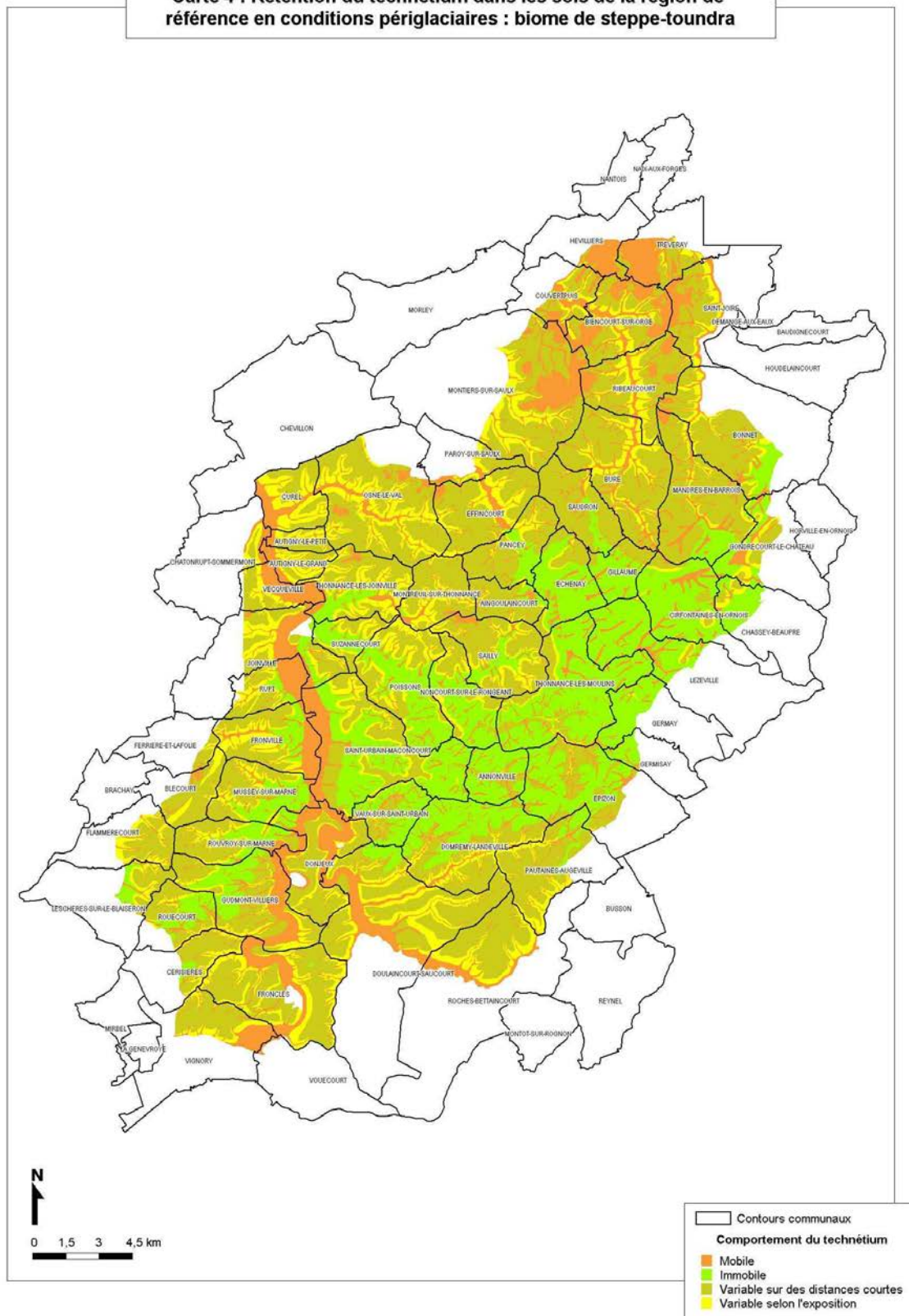
1. Technétium

Nous avons montré que le Tc était davantage retenu dans les sols boréaux que dans les sols de steppe froide et dans les sols colluviaux que dans les sols de pente et de sommet à cause des teneurs en MO plus élevées dans ces sols. Nous avons montré aussi que la rétention du Tc pouvait être favorisée par des périodes de dessiccation. Cependant, le scénario des sols en steppe-tundra suggère une abondance de sols hydromorphes, en relation avec la présence d'un pergélisol. L'effet de conditions réductrices sur la rétention du Tc étant bien plus important que celui des deux paramètres cités ci-dessus, c'est la présence de conditions hydromorphes dans le sol qui est pris comme critère pour déterminer la rétention et la mobilité de cet élément dans le sol, notamment en biome de steppe-tundra.

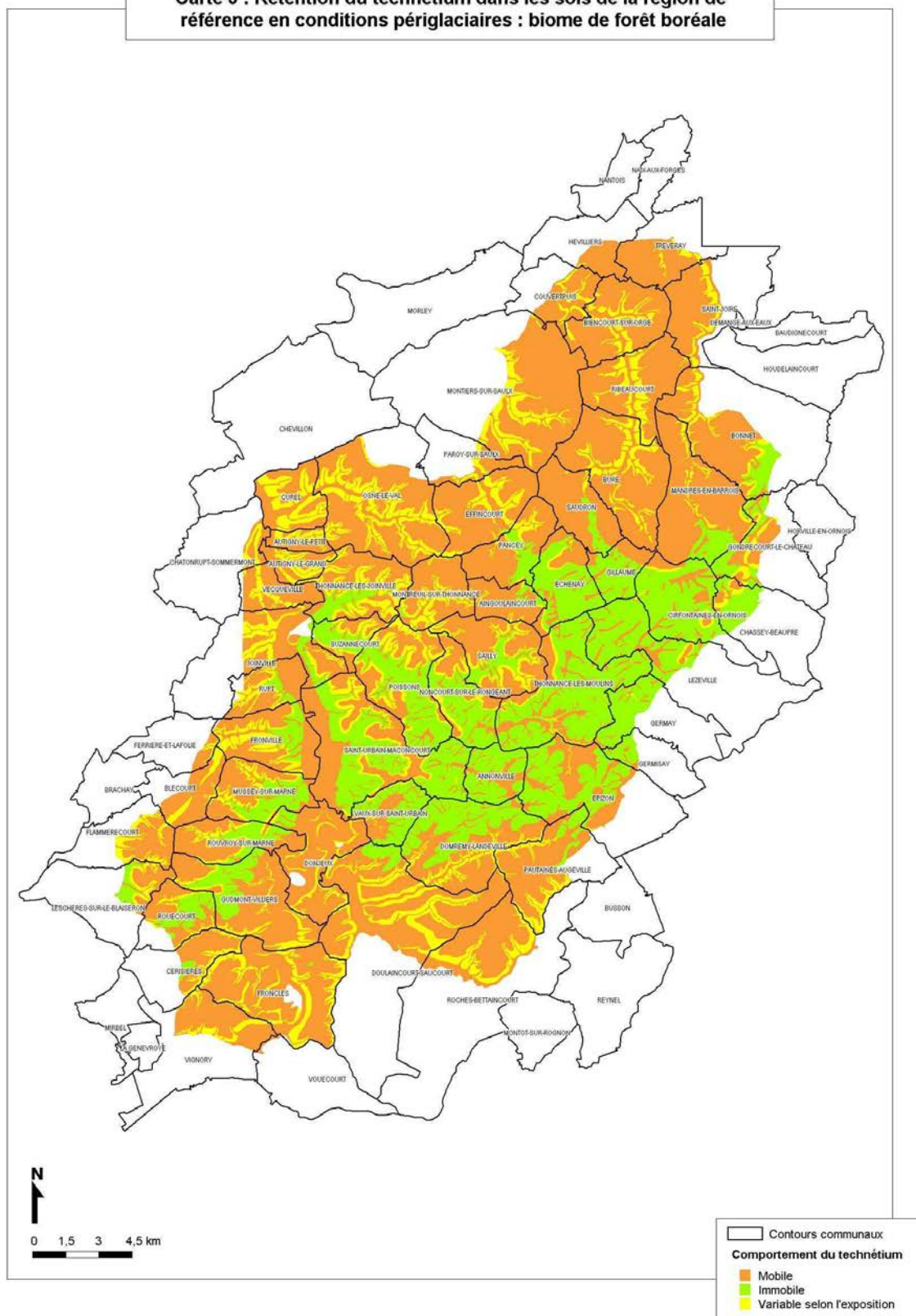
a. En steppe-tundra

D'après notre scénario d'évolution, les zones hydromorphes dues au pergélisol pourraient être assez répandues (unité 1, 2, 5, 7 et 8 redécoupées). Dans ces sols, l'occurrence de conditions réductrices pourrait favoriser la rétention du Tc et ce, d'autant plus que la teneur en MO serait élevée. Les zones bien drainées (unité 4) ou nues (unité 6) seraient des zones de mobilité du Tc, modérées par la possibilité de rétention par dessiccation. Dans ce contexte, le Tc pourrait être immobilisé sur une grande surface de sols (Carte 4).

Carte 4 : Rétention du technétium dans les sols de la région de référence en conditions périglaciaires : biome de steppe-toundra



Carte 5 : Rétention du technétium dans les sols de la région de référence en conditions périglaciaires : biome de forêt boréale



b. Biome forêt boréale

Nous avons évalué que les sols de forêt boréale diffèreraient peu des sols actuels. Les zones les plus favorables à la rétention du Tc seraient les zones hydromorphes correspondant aux unités actuelles 5, 7 et 8 redécoupées. Cependant, des surfaces hydromorphes plus réduites pourraient apparaître sur les versants froids et humides où subsisterait un pergélisol (unité 4). Dans les sols correspondants aux autres unités (unités 1, 2, 3, 6, et partiellement 7 et 8), les conditions globalement oxydantes et drainantes favoriseraient la mobilité du Tc. Les conditions arides pourraient provoquer une légère rétention de cet élément dans ces sols. La teneur en MO de l'horizon de surface dans certains sols (unité 3 ayant évolué vers les sols bruns ocreux et ayant un humus de type moder) pourrait aussi favoriser ponctuellement la rétention du Tc. Dans l'ensemble, dans ce biome, les sols où le Tc est mobile couvriraient une surface plus importante que ceux où le Tc serait immobilisé (Carte 5).

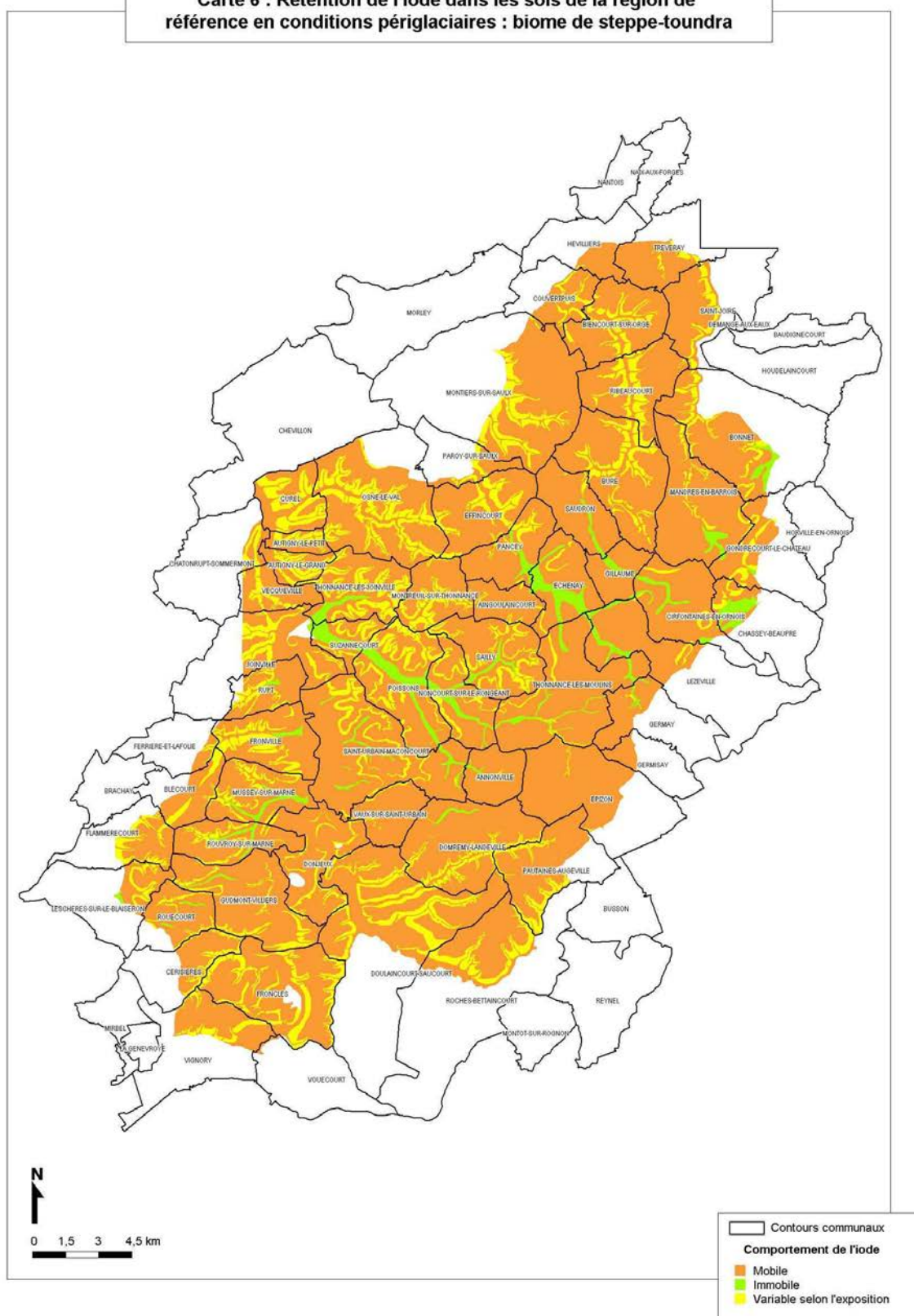
2. Iode

La rétention de l'iode est favorisée par les teneurs élevées en MO et l'alternance de conditions oxydantes et réductrices. Le gel semble favoriser sa mise en solution. Il est probable que l'iode soit davantage retenu dans les sols de forêt boréale que dans les sols de steppe-toundra.

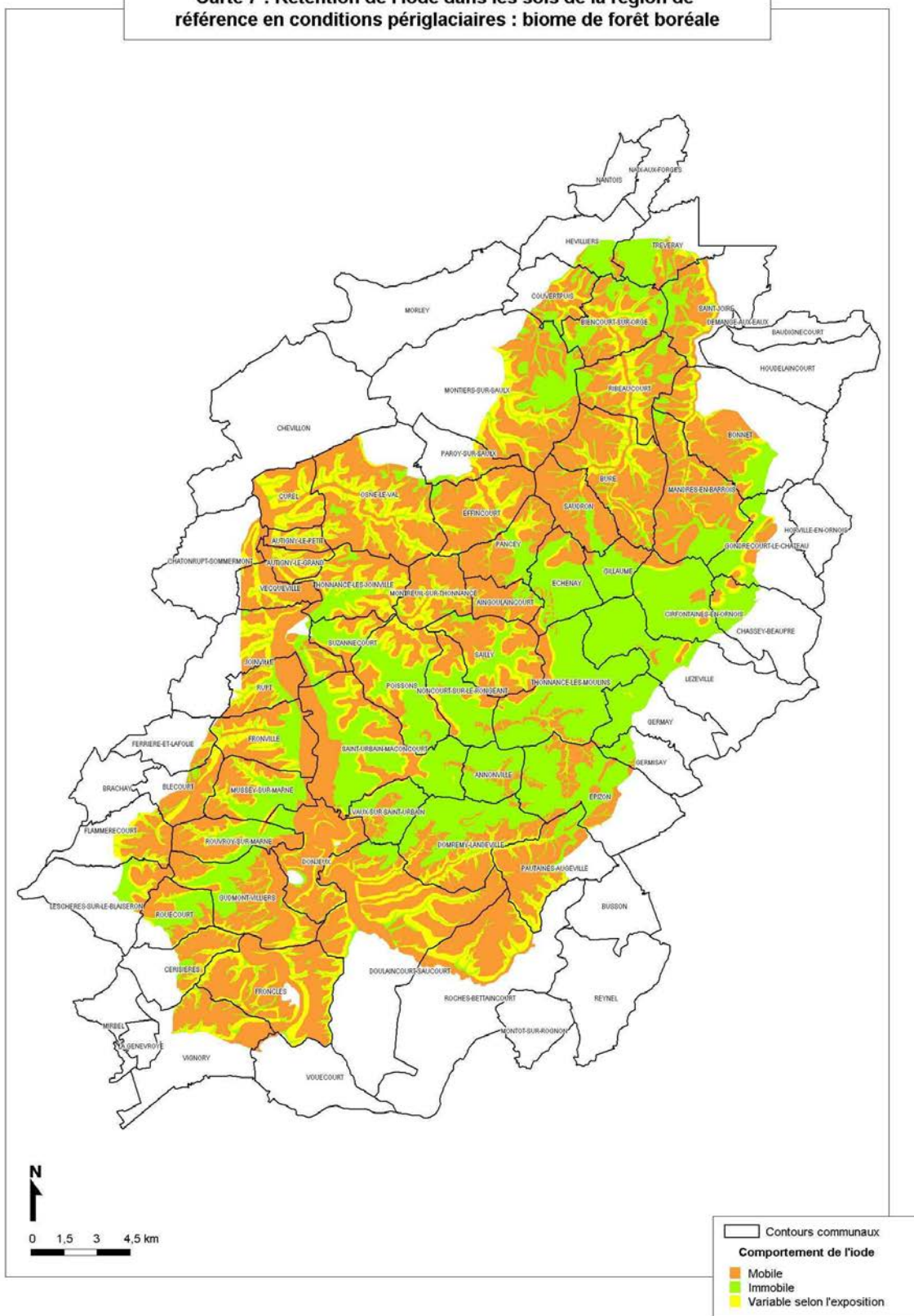
a. Steppe - toundra

En steppe-toundra, dans la plupart des sols (unités 1, 2, 4, 5, 6, et en partie 7 et 8) la quantité de MO ne serait probablement pas assez élevée pour retenir beaucoup d'iode sauf dans les expositions nord de l'unité 4. Les sols favorisant la rétention étant les sols riches en MO et présentant des alternances de conditions oxydantes et réductrices, ce sont les sols correspondant aux unités 7 et 8 en contexte géologique marneux qui seraient les plus favorables à la rétention de l'iode. Les surfaces occupées par les zones favorables à la rétention de l'iode semblent peu importantes par rapport aux surfaces où l'élément serait mobile (Carte 6).

Carte 6 : Rétention de l'iode dans les sols de la région de référence en conditions périglaciaires : biome de steppe-toundra



Carte 7 : Rétention de l'iode dans les sols de la région de référence en conditions périglaciaires : biome de forêt boréale



b. Forêt boréale

La forêt boréale est un biome où les sols présenteraient des teneurs en MO élevées mais humifiées, le contexte calcaire favorisant l'activité biologique. Les faibles précipitations favoriseraient la dessiccation. Ces caractéristiques pourraient être favorables à la rétention d'une certaine quantité d'iode dans les sols de ce biome correspondant aux unités 1, 2, et une partie de 4, de 7 et de 8. En revanche, les sols correspondant aux unités 5 d'une part et 7 et 8 d'autre part pourraient favoriser la rétention de cet élément à cause des variations du potentiel rédox qu'ils pourraient subir. Les sols organiques formés dans les unités 7 et 8 (en partie) seraient en particulier des puits d'iode, en raison de la présence de zones humides avec un horizon correspondant au battement de nappe (unité 7). Les versants exposés au Nord de l'unité 4 et l'unité 3 pourraient contenir des teneurs élevées en MO par ralentissement de la dégradation et donc être favorables à la rétention de l'iode. Les surfaces occupées par les zones de mobilité sont à peu près équivalentes à celles occupées par les zones de rétention (Carte 7).

Conclusion

L'étude de la rétention du technétium et de l'iode dans les sols analogues semble indiquer qu'en conditions aérobies la diffusion dans la microporosité pourrait favoriser la rétention de ces éléments. Ce mécanisme a pu être mis en évidence par l'utilisation d'une méthode alternative à la suspension de terre en solution. Les effets de ce mécanisme sur la rétention de ces deux éléments en conditions proches de la réalité mériteraient d'être approfondis car il correspond à des circonstances naturelles fréquentes. Malgré cette rétention, les valeurs de K_d obtenues restent proches de zéro pour le technétium en conditions oxydantes. Des valeurs relativement plus élevées ont été obtenues dans des sols de forêt boréale que dans des sols de steppe froide. Au bout d'un an d'incubation, K_d était supérieur à 1 dans ces sols. Ces résultats confirment que la MO joue un rôle dans la rétention du Tc en conditions aérobies. Le temps de contact est également un facteur favorisant la rétention. Pour l'iode, les résultats semblent indiquer une relation entre sa rétention et l'activité biologique. En particulier, la rétention est plus faible à basse température. Ces résultats permettent d'évaluer les zones de rétention et de mobilité du technétium et de l'iode dans les sols de la région de référence. D'après nos scénarios d'évolution

des sols et les caractéristiques des deux éléments étudiés, le Tc serait globalement plus retenu dans les sols de steppe-toundra que dans ceux de forêt boréale du fait de la présence d'un pergélisol et des conditions réductrices induites, dans le premier cas. L'iode en revanche, serait davantage retenu dans les sols de forêt boréale, plus riches en MO que ceux de steppe-toundra. Les zones de rétention de ces éléments dans les deux types de biomes périglaciaires seraient les sols des vallées creusées dans les marnes du Kimméridgien. En effet, ces sols pourraient devenir des tourbières eutrophes, donc des milieux réducteurs et organiques, avec une zone de battement de nappe, ce qui maximise la possibilité de rétention du technétium et de l'iode.

Quatrième partie

**Etude *in situ* d'une contamination en iode d'une
tourbière**

Dans la 2^{ème} partie, nous avons indiqué qu'en conditions périglaciaires, des sols très riches en matière organique pourraient se former dans la région de référence, dans les zones de faible pente sur matériau argileux. Ces sols se développeraient à la fois en biome steppe-toundra et forêt boréale. Ils pourraient alors constituer des zones de rétention de certains polluants comme l'iode et le technétium, éventuellement présents dans les eaux parvenant dans ces sols. Les polluants les plus susceptibles de s'accumuler dans de tels sites sont ceux dont la rétention est influencée par le potentiel d'oxydo-réduction et/ou par la teneur en matière organique, ce qui est le cas de l'iode et du technétium (Whitehead, 1984 ; Ashworth *et al.*, 2003 ; Shaw *et al.*, 2004). Si les effets immédiats (1 à 5 ans) de ces contaminations sont relativement bien connus grâce à des expérimentations en laboratoire avec des temps de contact courts, les effets à plus long-terme (plus de 10 ans) sont souvent extrapolés à partir de ces mêmes données. Ceci peut conduire à des conclusions erronées si le comportement de l'élément est différent dans les expériences en laboratoire et *in situ*. Ces valeurs introduisent un biais par rapport à la situation réelle (Rançon, 1988). Nous présentons ici une étude sur le « comportement » à long terme (15 ans) d'une contamination en iode, dans une tourbière en conditions naturelles et comparons la situation aux observations faites sur le même site, peu de temps (1 à 2 ans) après la contamination. Ceci nous permet de tester certaines hypothèses, à savoir si la contamination avait rapidement atteint un état d'équilibre et si le vieillissement pourrait favoriser ou au contraire diminuer la disponibilité de l'iode dans la tourbe. Des processus lents, tels que la diffusion, ont pu modifier la répartition de l'iode dans la tourbière pendant cette période. Notre travail vise à caractériser l'état actuel de la contamination, au niveau de la tourbe, de l'eau de la nappe et de la végétation. Nous étudions également l'ultrastructure et la structure chimique de la tourbe afin d'établir une relation entre celles-ci et la rétention de l'iode. Le site expérimental est une tourbière boréale artificiellement enrichie en iode 15 ans avant notre investigation. Ce site est particulièrement favorable à la rétention de l'iode de par ses caractéristiques chimiques et sa situation topographique.

I. Description du site expérimental

La tourbière expérimentale est une tourbière naturelle légèrement acide de forêt boréale (50,2° de latitude nord ; 95,9° de longitude ouest à 10 km au nord de Lac du Bonnet, Manitoba, Canada), située dans un environnement granitique (bouclier canadien) dont le relief a été façonné

par les glaciers. Sa superficie est de 0,6 ha et sa profondeur varie de 0,9 à 2,0 m. La végétation actuelle de cette tourbière est composée de mousses (*Sphagnum sp.*), de laïches (*Carex sp.*) et d'arbustes tels que l'Aulne rugueux (*Alnus rugosa*), le saule (*Salix sp.*), et le bouleau (*Betula sp.*) ainsi que d'espèces buissonnantes telles que le Thé du Labrador (*Ledum groenlandicum*) et la Cassandre calyculée (*Chamaedaphne calyculata*). Entre les deux périodes d'expérimentation, la végétation de la tourbière s'est progressivement enrichie en espèces arbustives, aux dépens des espèces de milieu ouvert comme les laïches. Quelques propriétés de la tourbe sont indiquées dans les tableaux IV.1. a et b. Les propriétés chimiques de cette tourbière (pH notamment), ainsi que la composition actuelle de la végétation (pré-forestière) indiquent que les processus de turbification ne sont plus actifs et qu'elle est en voie d'assèchement (Swinehart & Starks, 1994 ; Gunnarsson *et al.*, 2002).

Tableaux IV.1 a et b. Caractéristiques physico-chimiques de la tourbière

Profon- deur (cm)	Distance au tube d'injection (cm)	pH _{eau}	Granulométrie (%)					Matière organique		
			A	LF	LG	SF	SG	C org (%)	N (%)	C/N
0-30	75	4,9	44,4	38,7	13,5	0,9	2,5	41,1	2,0	20,5
30-50	75	5	34,2	40,0	9,4	1,3	15,1	43,6	2,0	21,3

Profon- deur (cm)	Distance au tube d'injection (cm)	Complexe d'échange					Taux de satura- tion (%) = S/T	Extraction Mehra- Jackson (g/100g)		
		CEC (cmol+/kg)	Ca 2+ (cmol+/kg)	Mg2+ (cmol+/kg)	K+ (cmol+/kg)	Na+ (cmol+/kg)		Si	Al	Fe
0-30	75	70,6	20,0	4,7	0,9	0,2	36,2	0,2	0,9	0,3
30-50	75	75,5	24,1	5,0	1,0	0,2	39,9	0,1	1,1	0,3

Afin de suivre la progression de l'iode dans la nappe, la tourbière avait été équipé en 1987 de 69 piézomètres enfoncés de 40 ou 90 cm dans la tourbe et disposés selon des cercles concentriques, occupant 7m² au total dans l'ouest de la tourbière. Le 5 mai 1987, 16 kg KI dissous dans 15 litres d'eau iodée ont été versés à la base de la tourbière, via un tube d'accès au centre du dispositif, pour simuler une contamination de la nappe. L'eau libre a été collectée dans les piézomètres régulièrement jusqu'en novembre 1987 puis les deux années suivantes. Des échantillons de tourbe ont été prélevés en octobre 1987 pour déterminer l'adsorption de l'iode sur ce matériau. L'ensemble des résultats a été présenté dans Sheppard *et al.* (1989). Le site n'ayant pas été perturbé entre 1989 et 2002, il réunit les conditions nécessaires à l'étude du cycle de l'iode dans la nappe, le sol et la végétation et du vieillissement de la contamination.

II. Méthode

Pour atteindre les objectifs fixés, nous avons prélevé plusieurs types d'échantillons :

- eau de la nappe (69 piézomètres à 2 profondeurs 40 et 90 cm),
- tourbe (transect de 10 carottes),
- végétation (regroupée sur les buttes hors d'eau) sur 8 buttes.

La localisation de ces prélèvements est indiquée sur la figure IV.1.

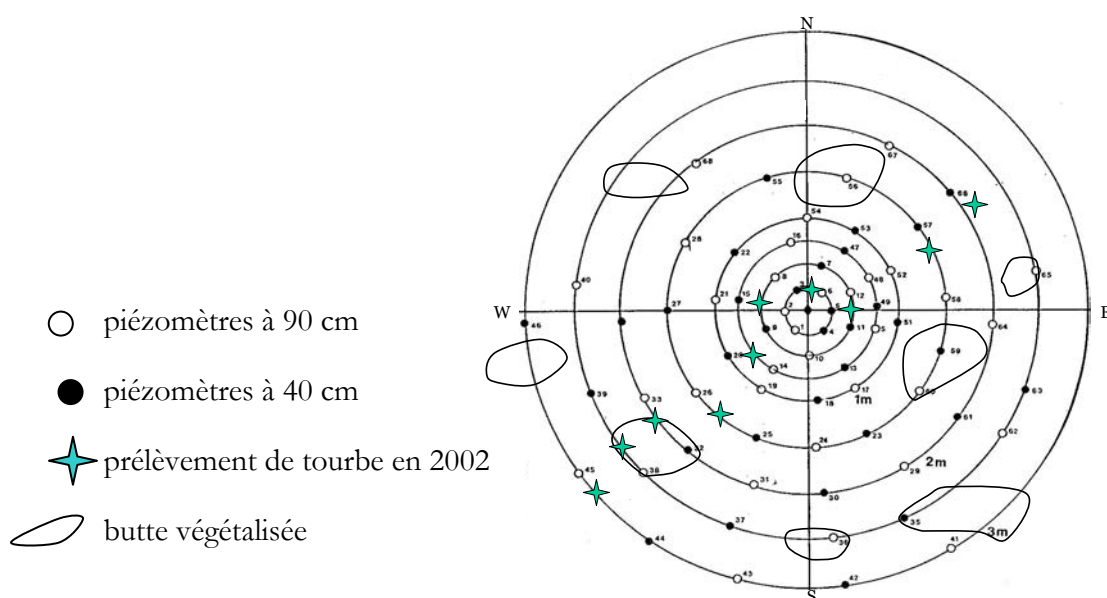


Figure IV.1. Dispositif expérimental de la tourbière

A. Migration de l'iode dans l'eau de la nappe

La progression de la contamination en iode dans l'eau de la nappe avait été étudiée de 1987 à 1989 par Sheppard *et al.*, 1989. En 2002, nous avons suivi le même protocole pour connaître l'évolution de la zone contaminée et valider le temps nécessaire à la stabilisation de la contamination. Les piézomètres sont purgés de leur eau en début d'été, puis échantillonnés après une forte pluie. Les solutions sont filtrées à $0,45\ \mu\text{m}$ (acétate de cellulose sans surfactant,

Nalgene) puis analysées par ICP-MS pour l'iode total (limite de détection : $1 \mu\text{g.l}^{-1}$; *Perkin Elmer ELAN 6000 ICP-MS*).

B. Adsorption de l'iode sur la tourbe

Dix carottes sont prélevées le long d'un transect à travers la tourbière (Figure IV.1) à l'aide d'une tarière. Chaque carotte est ensuite séparée en deux parties correspondant aux profondeurs suivantes : 0-30 cm et 30-50 cm. 25 g de chaque échantillon humide sont mélangés à 50 ml d'eau et mis à agiter (agitateur rotatif) pendant 24 h. L'eau utilisée provient de la nappe de la tourbière, prélevée dans une zone éloignée du tube central, et non contaminée. Après agitation, la suspension est centrifugée (30 min, 900 g). La solution est alors filtrée à $0,45 \mu\text{m}$ (acétate de cellulose sans surfactant, Nalgene). La teneur en iode est déterminée par ICP-MS. Le culot est séché à l'air puis la teneur en I total déterminée par INAA (Analyse par Activation Neutronique Instrumentale ; limite de détection : 0,5 ppm ; flux de neutrons thermiques : $7.10^{12} \text{ n cm}^{-2}\text{s}^{-1}$, *McMaster Nuclear Reactor*). Le coefficient de distribution (K_d) est calculé à partir de ces deux valeurs pour les 20 échantillons de tourbe.

C. Prélèvement de l'iode par la végétation

La végétation de la tourbière croît sur des buttes surplombant de quelques dizaines de centimètres les « gouilles » humides où aucune végétation ne pousse. La végétation et la tourbe de chaque butte située dans le périmètre expérimental (Figure IV.1) sont échantillonnées au cours de l'été afin de déterminer le transfert d'iode de la tourbe à la végétation en conditions naturelles. La majorité de ces buttes sont situées sur le pourtour de la zone expérimentale. Cinq espèces végétales présentes sur les buttes sont échantillonnées dans le périmètre équipé de la tourbière expérimentale : aulne, saule, Thé du Labrador, Cassandre calyculée, laîche. Les espèces les plus abondantes sont le saule, l'aulne et la Cassandre calyculée, présentes sur toutes les buttes. Le Thé du Labrador et les laîches sont présents sur six des huit buttes incluses dans le périmètre expérimental.

L'échantillonnage de la végétation consiste en un prélèvement de feuilles des espèces arbustives et buissonnantes (saules, aulnes, Thé du Labrador, Cassandre calyculée) et de l'intégralité des plantes herbacées (feuilles et racines des laîches). Le limbe et les pétioles des feuilles d'arbustes

sont ensuite séparés. Les laïches sont séparés en racines et feuilles. Les échantillons sont séchés à l'air avant d'être broyés puis analysés pour l'iode par INAA.

Les 20 premiers cm de tourbe (zone hors d'eau au moment du prélèvement) de chaque butte sont prélevés, en faisant l'hypothèse que la majorité des racines se développent dans cette zone non saturée en eau. La solution du sol de ces échantillons est extraite manuellement par application d'une pression modérée sur la tourbe. La solution extraite est filtrée à 0,45 µm (acétate de cellulose sans surfactant, Nalgene) avant d'être analysée par ICP pour l'iode. L'échantillon solide est séché à l'air puis analysé par INAA.

D. Relations entre la structure chimique de la tourbe et la rétention de l'iode

- L'étude des interactions biochimiques entre la matière organique et l'iode est réalisée sur trois échantillons parmi ceux du transect décrit ci-dessus (Tableau IV.2). Les échantillons de surface sont constitués d'un mélange d'éléments figurés (macro-restes végétaux) et de matière organique amorphe. Les échantillons profonds sont uniquement constitués de matière organique amorphe.

Tableau IV.2. Echantillons et analyses

	Carbone +AH	RMN	FTIR	MET-EDX
0-30 cm	Echantillon total (AH de la fraction < 50 µm)	Echantillon total	Macro-restes et matière amorphe, échantillon total, AH	Macro-restes et matière amorphe,
30-50 cm, [I] = 130 ppm	Echantillon total (AH de la fraction < 50 µm)	Echantillon total	Echantillon total, AH	Matière amorphe (= échantillon total)
0-30 cm, [I] = 3500 ppm			Echantillon total	

Plusieurs techniques sont utilisées pour analyser la tourbe :

- bilan de la répartition du carbone et extraction des acides humiques pour étudier son état d'humification du point de vue chimique ;

- Résonance Magnétique Nucléaire du carbone (^{13}C CPMAS RMN), Spectroscopie à Transformée de Fourier dans le moyen Infra-Rouge (FTIR), pour déterminer les groupements fonctionnels présents ;
- Microscopie Electronique à Transmission (MET) associée à la Spectroscopie X de dispersion d'énergie (EDX) pour étudier l'état d'humification de la tourbe sous l'aspect micromorphologique.

1. Extraction des AH et répartition du carbone dans les fractions granulométriques

Le protocole suivi pour extraire les acides humiques et faire le bilan de la répartition du carbone dans la matière organique est décrit dans la 2^{ème} partie (§ II.D.3). Ce protocole a été appliqué à deux échantillons (Tableau IV.2).

2. Résonance magnétique nucléaire sur échantillon solide

La RMN du carbone ^{13}C et celle du proton ^1H donnent des informations sur les propriétés fonctionnelles de la MO de la tourbe. Pour cette étude, trois techniques ont été utilisées : ^{13}C CP/MAS, qui est la méthode classique employée pour ce type d'analyse, le déphasage dipolaire qui permet de visualiser les groupements fonctionnels autres que les liaisons C-H rigides (cellulose/hydrates de carbone entre autres), la ^1H RMN qui donne des indications sur la répartition des hydrogènes en chaînes aliphatiques longues (Baldock & Nelson, 2000).

Les analyses ont été réalisées dans les mêmes conditions qu'en 2^{ème} partie (§ II.D.3), sur deux échantillons (Tableau IV.2) au préalable séchés à l'air puis broyés finement. Pour chaque échantillon, trois spectres sont acquis : ^{13}C CP/MAS ; temps de contact = 1 ms, MAS = 5 kHz, SF = 75.47 MHz ; ^{13}C CP/MAS avec période de déphasage dipolaire ($\tau = 50 \mu\text{s}$) ; ^1H MAS (MAS = 5 kHz, SF = 300,13 MHz).

3. Spectroscopie infra-rouge

Deux types d'analyses sont réalisées : DRIFT dans les conditions décrites en 2^{ème} partie (§ II.D.3) et transmission diffuse sur pastille (dilution de l'échantillon à 0,8 % dans KBr), technique permettant éventuellement d'observer une bande d'absorption à 600 cm^{-1}

correspondant à la vibration de type « balancement hors-du-plan » (« wagging ») de la liaison carbone-iode.

Trois paires d'échantillons (Tableau IV.2) sont analysées par DRIFT après avoir été séchées à l'air et réduites en poudre : échantillons 0-30 cm et 30-50 cm provenant d'une même carotte ; fragments « figurés » (macro-restes) et matière humifiée (matière amorphe) d'un échantillon de surface (la méthode de séparation de ces échantillons est précisée dans le § suivant) ; échantillons profonds (30-50 cm) ayant des teneurs en iode extrêmes : très élevée et très basse ; les acides humiques des échantillons de surface et de profondeur sont également analysés.

4. Microscopie électronique et microanalyse X

Les échantillons observés et analysés sont les mêmes qu'en RMN (Tableau IV.2). L'observation des échantillons au microscope optique montre que l'échantillon de la surface de la tourbière est constitué de deux phases : 1) des fragments figurés tels que racines et branches (macro-restes) ; 2) de la matière végétale non identifiée (matière organique humifiée amorphe). L'échantillon profond est entièrement constitué de cette matière amorphe. Deux sous-échantillons sont donc prélevés et observés dans l'échantillon de surface pour représenter les deux phases identifiées et un seul dans l'échantillon profond.

Après séparation, chaque sous-échantillon est enrésiné suivant le protocole décrit dans Villemin *et al.*, 1995). Ce protocole consiste en une fixation de l'échantillon avec du glutaraldéhyde et du tétroxyde d'osmium. L'osmium se fixe aux liaisons C-C ce qui rend la MO visible en microscopie électronique. Après déshydratation, les échantillons sont sectionnés en lames minces à l'aide d'un ultramicrotome. Parmi la série de lames minces de chaque sous-échantillon, certaines ont été colorées avec du citrate de plomb et de l'acétate d'uranyle, pour augmenter le contraste de diffusion de la matière organique lors de leur observation en microscopie électronique (Valentines, 1961 ; Reynolds, 1963). Ces observations sont réalisées sur un *Philips CM20 à 80 kV*. Les autres lames minces ne sont pas colorées, pour pouvoir être analysées par EDX (gamme d'énergie : 0 à 10,23 meV ; temps d'acquisition : 50 s). La coloration pourrait en effet provoquer un déplacement chimique de l'iode par les éléments métalliques des réactifs. Chaque ultra-structure observée au MET est l'objet d'une analyse ponctuelle par EDX. L'iode est identifié dans les spectres par sa raie L à 3,939 meV.

Les sols organiques étant *a priori* particulièrement favorables à la rétention de l'iode, nous étudions le devenir d'une contamination dans une tourbière, prise comme modèle de ces sols organiques. Nous étudions la distribution de l'iode stable dans le système « tourbe-végétation » de cette tourbière, artificiellement contaminée 15 ans avant notre investigation. Nous analysons la teneur en iode des végétaux et de deux niveaux de tourbe. Nous cherchons à savoir si la structure chimique de la tourbe peut expliquer la répartition de l'iode dans la tourbe.

III. Résultats

Les résultats obtenus permettent d'évaluer la répartition de l'iode dans l'eau de la nappe 15 ans après la contamination, le prélèvement de l'iode par les végétaux de la tourbière, l'adsorption de l'iode sur la tourbe après 15 ans de présence. Les résultats peuvent aussi permettre d'établir une relation entre la rétention de l'iode et la structure chimique de la matière organique et de localiser d'éventuels pièges à iode dans l'ultrastructure de la tourbe.

A. Migration de l'iode dans l'eau de la nappe

1. Etat de la contamination en 2002

En 2002, la teneur en iode de l'eau de la nappe varie de 0,76 mg.l⁻¹ à 396 mg.l⁻¹. Toutes les valeurs sont supérieures au seuil de détection analytique. L'iode est moins abondant en périphérie du site que près du tube d'injection, comme le montre la figure IV.2 : la concentration décroît du centre vers le pourtour de la zone d'étude. Les teneurs sont plus élevées à 90 cm de profondeur qu'à 40 cm quelle que soit la distance au centre (même figure). En moyenne la concentration en iode est de 16,6 mg.l⁻¹ à 40 cm et 128,2 mg.l⁻¹ à 90 cm. Le rapport des concentrations à 90 et à 40 cm à une même distance du tube central varie de 5 à 24. Les moyennes présentées dans cette figure masquent la disparité spatiale de la zone contaminée : les figures IV.3. a et b indiquent que les teneurs en iode sont plus élevées vers l'ouest. Ceci indique une direction préférentielle de migration qui pourrait être liée aux mouvements de la nappe.

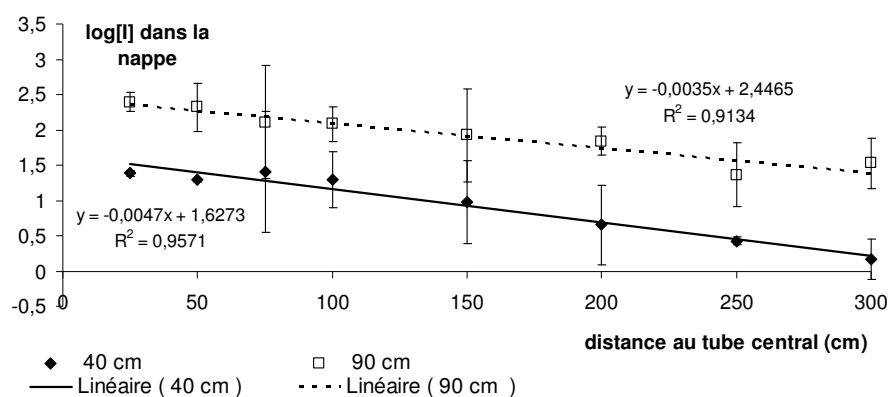
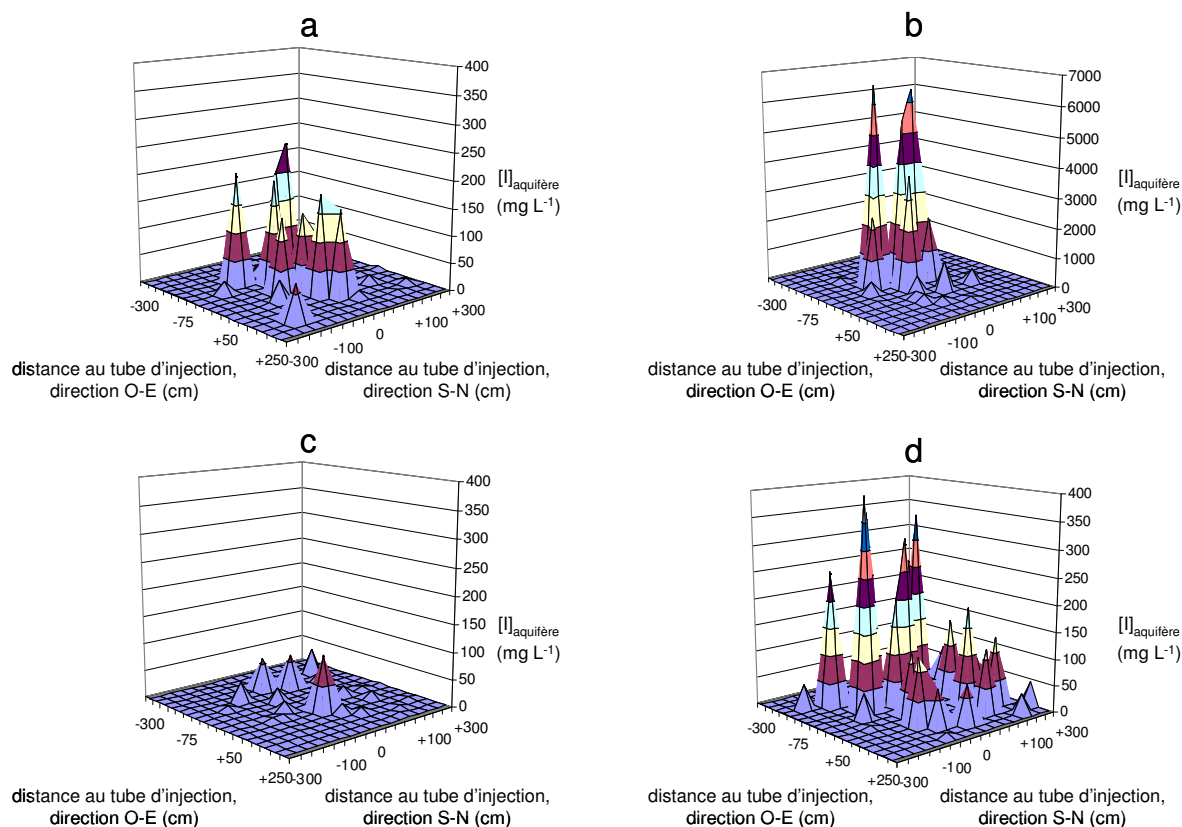


Figure IV.2. Teneur en I (représentée par $\log[I]$) dans la nappe, en 2002, en fonction de la profondeur et de la distance du tube d'injection.

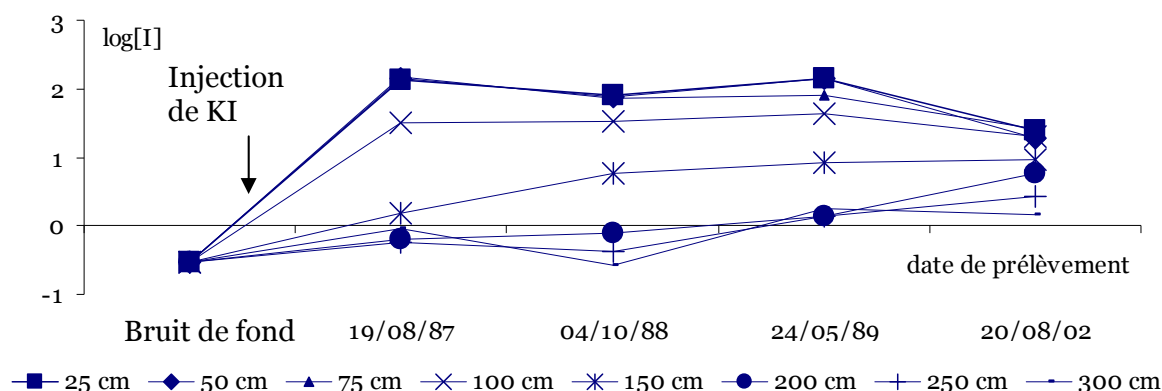
Chaque point est la moyenne arithmétique des valeurs log-transformées et les barres d'erreur, les écarts-types de ces valeurs.



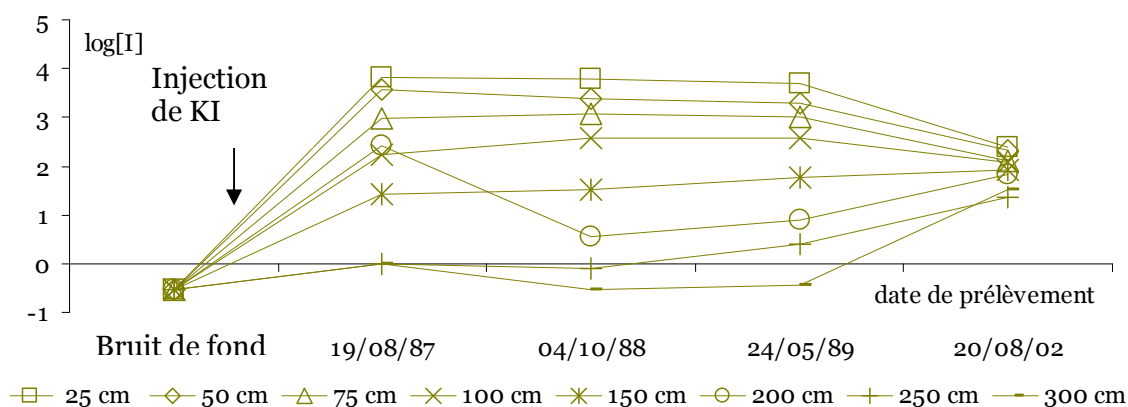
Figures IV.3. a et b. Distribution spatiale de l'iode dans la nappe de la tourbière à 40 (gauche) et à 90 cm (droite) en 1987 (haut) et en 2002 (bas).

2. Evolution temporelle de la contamination

La teneur initiale en iode de la nappe avant contamination était inférieure à $0,3 \text{ mg.l}^{-1}$ (limite de détection de Sheppard *et al.*, 1989). Des relevés antérieurs réalisés entre 1987 et 1989 ont été rassemblés pour étudier l'évolution temporelle de la contamination. Les figures IV.4. a et b présentent l'évolution dans le temps de la teneur en iode de la nappe, à 40 et à 90 cm, en fonction de la distance au centre. En 1989, l'iode n'avait pas atteint la périphérie du site. En revanche en 2002, on trouve l'iode dans les piezomètres les plus éloignés du tube d'injection (300 cm). De plus, la teneur en iode des piezomètres situés à 25, 50, 75 et 100 cm (40 et 90 cm) diminue entre 1989 et 2002 alors que la teneur en I des piezomètres situés à 150, 200, 250 et 300 cm augmente dans le même temps. La même observation est faite aux deux profondeurs. En 1989 l'étendue de la contamination semblait stabilisée, mais avec le temps elle s'est propagée vers l'extérieur de la tourbière.



Figures IV.4. a et b. Evolution au cours du temps de $[I]_{\text{nappe}}$, représentée par $\log[I]$, à 90 cm (IV.4.a, ci-dessus) et à 40 cm (IV.4.b, ci-dessous) de profondeur



Ces deux figures (IV.4. a et b) indiquent aussi que la teneur en iode à la « surface » (40 cm) de la nappe est plus faible qu'en profondeur (90 cm), quelles que soient la date et la distance de prélèvement. Le rapport des concentrations à 90 et à 40 cm à une même distance du tube central varie entre 2 et 60 sauf dans deux cas. Ceci indique que la migration verticale de l'iode est quantitativement peu importante. Ainsi l'iode migrerait vers l'extérieur plus rapidement que vers la surface. D'après ces résultats, la teneur en iode de la nappe tend à s'homogénéiser à une profondeur donnée mais rien ne permet de dire qu'elle est stabilisée 15 ans après.

B. Adsorption de l'iode sur la tourbe

1. K_d en 2002

L'adsorption de l'iode sur la tourbe est évaluée par le coefficient de distribution solide-liquide K_d . La moyenne géométrique des 20 K_d mesurée en 2002 est de $13,8 \text{ l.kg}^{-1}$. La moyenne des échantillons de surface (0-30 cm) ($37,6 \text{ l.kg}^{-1}$) est 7 fois plus élevée que la moyenne des échantillons profonds (30-50 cm) ($5,1 \text{ l.kg}^{-1}$) (Tableau IV.3). Cette différence est statistiquement significative et indique que l'iode est plus retenu sur la phase solide à la surface de la tourbière qu'en profondeur. Par ailleurs, le K_d décroît avec la distance au tube d'injection (Figure IV.5).

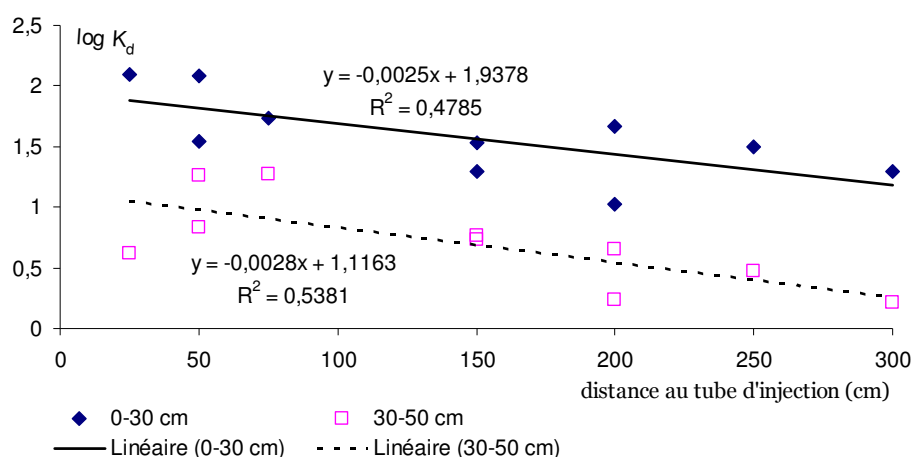


Figure IV.5. K_d de l'iode dans la tourbière en 2002 en fonction de la profondeur et de la distance au tube d'injection

(Chaque point correspond à un échantillon de tourbe)

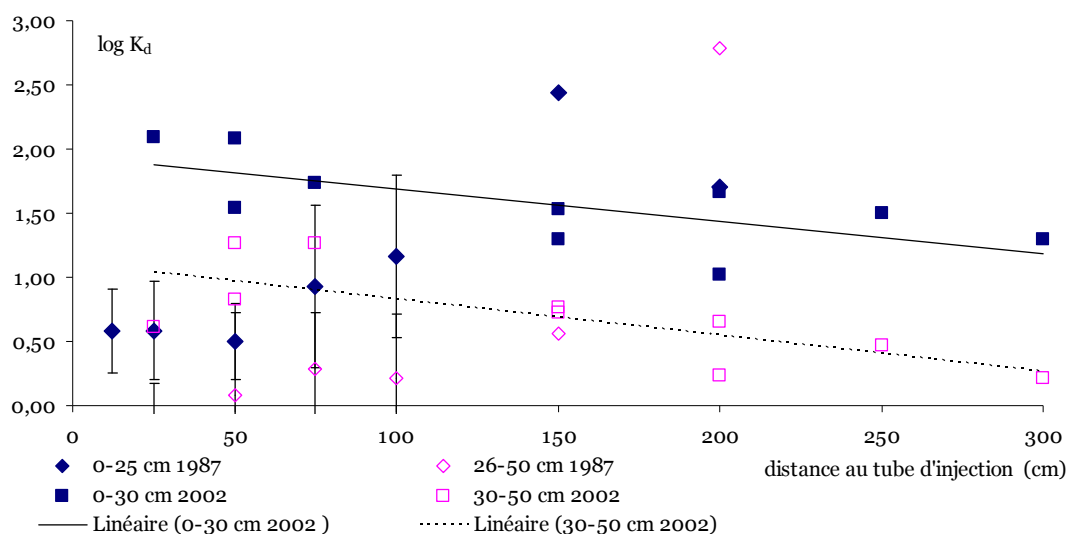
2. Evolution temporelle de l'adsorption de l'iode sur la tourbe

De 1987 à 2002, l'adsorption de l'iode sur la tourbe a augmenté fortement en surface comme en profondeur (Tableau IV.3). Ce résultat indique que la rétention de l'iode sur la phase solide s'accroît avec le temps, au-delà des durées généralement considérées dans les expériences. Cependant ces comparaisons doivent être nuancées par la différence du nombre d'échantillons prélevés : en 1987, 40 échantillons de surface et 47 échantillons en profondeur ; en 2002, 10 à chaque profondeur.

Tableau IV.3. Synthèse des gammes de variation des concentrations en iode et de K_d en 1987 et en 2002.

		1987			2002		
profondeur (cm)		[I] de la solution du sol (mg.l ⁻¹)	[I] de la phase solide (mg.Kg ⁻¹)	K_d (l.Kg ⁻¹)	[I] de la solution du sol (mg.l ⁻¹)	[I] de la phase solide (mg.Kg ⁻¹)	K_d (l.Kg ⁻¹)
0-30	min	0,2	10,7	1,3	46,1	683,6	10,5
	max	562,0	3 100,0	277,6	111,1	13 392,1	123,2
	moyenne	58,0	527,8	6,3	66,9	2 510,9	37,6
30-50	min	0,2	60,0	0,1	78,9	132,8	1,6
	max	2 930,0	6 000,0	616,7	289,1	4 906,4	18,6
	moyenne	381,1	1 179,5	1,3	131,2	663,6	5,1
total	min	0,1	4,0	-0,6	46,1	132,8	1,6
	max	21 600,0	37 000,0	616,7	289,1	13 392,1	123,2
	moyenne	815,0	160,4	1,4	93,7	1 290,8	13,8

En 2002, K_d est plus grand près du tube qu'en périphérie (Figure IV.6). Au contraire, en 1987, le coefficient de distribution était plus grand en périphérie du site que près du tube d'injection.



Par ailleurs, en 2002, les variations de K_d semblent liées fortement à celles de la phase solide (coefficient de détermination $r^2 = 0,84$) et non à la teneur en iode de la solution du sol (Figure IV.7) alors qu'en 1987, les résultats de Sheppard *et al.* (1989) montrent que $\log K_d$ est fortement corrélé à la solution du sol (Figure IV.8) sur une large gamme de valeurs (0,1 à plus de 20 000 mg.l^{-1}). Il est possible que ces résultats opposés soient liés au plus petit nombre d'échantillons de 2002, et à la petite fourchette de variation de la concentration en iode de la solution du sol à cette même date (40 à 300 mg.l^{-1}). Les valeurs de 2002 sont légèrement au dessus de la droite de régression linéaire de 1987, ce qui pourrait être lié au vieillissement de la contamination.

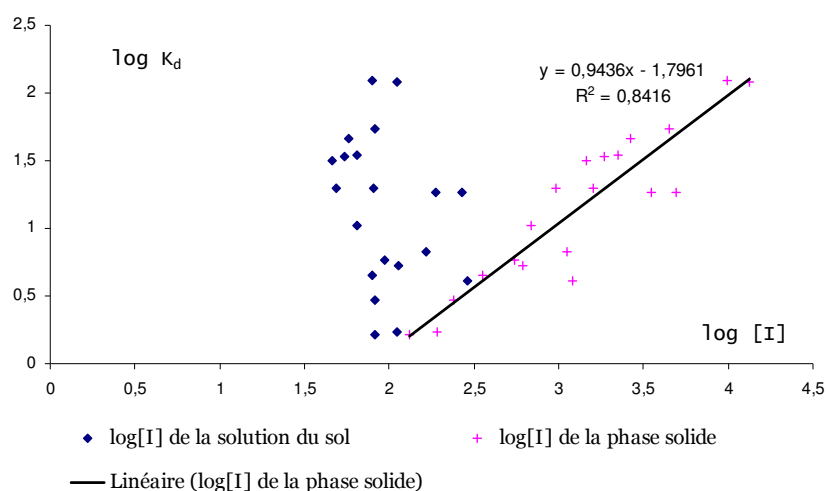


Figure IV.7. K_d de l'iode en 2002 en fonction de sa concentration dans la solution du sol et dans la phase solide (log)

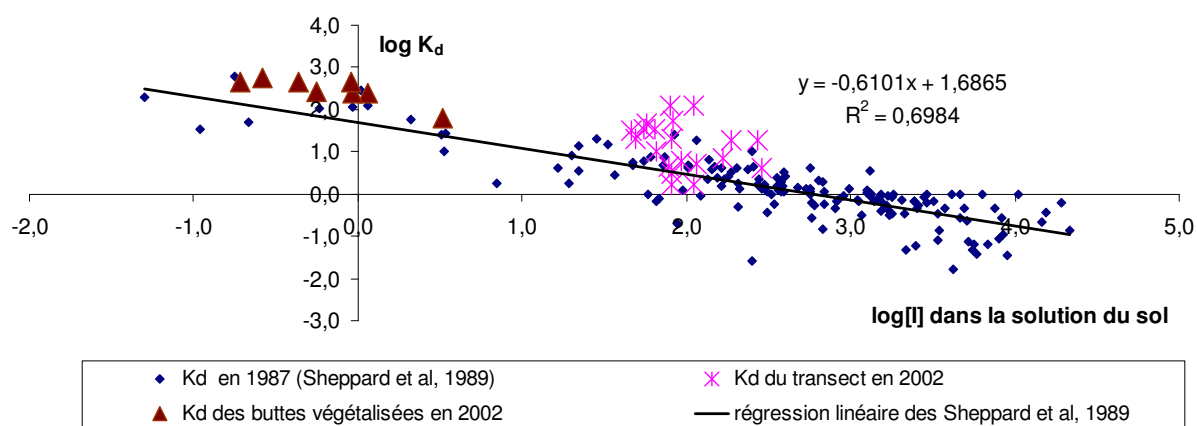


Figure IV.8. Relation entre la $[I]_{\text{solution du sol}}$ et K_d , cumulant tous les résultats disponibles pour la tourbière

Les huit échantillons de surface prélevés dans les buttes de végétation ont fourni huit K_d supplémentaires qui suivent bien la corrélation (Figure IV.8) tout en étant légèrement au dessus. Ces valeurs confirment la rétention plus forte de I sur la phase solide en surface qu'en profondeur : moyenne géométrique $K_d = 288 \text{ l.kg}^{-1}$.

C. Prélèvement de l'iode par la végétation

Les teneurs en iode de la végétation sont présentées dans le tableau IV.4. Les concentrations les plus élevées ont été trouvées dans les laïches, la teneur en iode des feuilles étant supérieure à celle des racines. Suivant l'espèce, la concentration en iode dans les feuilles est plus élevée (aulne et saule) ou plus basse (Cassandre calyculée et Thé du Labrador) que dans les tiges et pétioles ; il n'est donc pas possible de généraliser l'un ou l'autre des comportements. La concentration de l'iode dans la végétation est très variable au sein d'une même espèce (6 à 9 répétitions) ; elle semble être indépendante de la concentration de la tourbe (solution et phase solide) quelle que soit l'espèce ($[I]_{\text{sol total}} = 34,65 \text{ mg.kg}^{-1}$ en moyenne). Ceci pourrait indiquer que les échantillons de tourbe prélevés ne sont peut être pas représentatifs du volume exploré par les racines des plantes.

Tableau IV.4. Teneur en I des végétaux prélevés dans la tourbière

espèce végétale	organe végétal	$[I]_{\text{plante}}$ (mg.kg^{-1})	$\frac{[I]_{\text{plante}}}{[I]_{\text{sol total}}}$ (concentration ratio)
<i>Alnus rugosa</i>	feuille	4,00	0,15
<i>Alnus rugosa</i>	pétiole et tige	1,00	0,03
<i>Chamaedaphne calyculata</i>	feuille	1,20	0,06
<i>Chamaedaphne calyculata</i>	pétiole et tige	2,20	0,04
<i>Carex sp.</i>	feuille	158,30	6,18
<i>Carex sp.</i>	racines	73,90	2,81
<i>Ledum groenlandicum</i>	feuille	2,50	0,09
<i>Ledum groenlandicum</i>	pétiole et tige	2,60	0,06
<i>Salix sp.</i>	feuille	5,10	0,13
<i>Salix sp.</i>	pétiole et tige	2,00	0,04

Le prélèvement des plantes est évalué par le rapport de concentration, noté CR :

$$\text{CR} = \frac{[I]_{\text{plante}} \text{ mg.kg}^{-1} (\text{poids sec})}{[I]_{\text{sol racinaire total}} \text{ mg.kg}^{-1} (\text{poids sec})} \quad (2)$$

La moyenne géométrique des CR pour toutes les plantes est 0,1 et l'écart-type 6,8. Les CR sont inférieurs à l'unité (Tableau IV.4), sauf dans le cas des carex, qui semblent prélever de grandes quantités d'iode ($[I]_{\text{feuilles}} = 158 \text{ mg.kg}^{-1}$). Les carex ne sibt pas très abondants actuellement dans la tourbière et la végétation est dominée par des espèces prélevant peu d'iode.

D. Relations entre la structure chimique de la tourbe et la rétention de l'iode

1. Extraction des AH et répartition du carbone dans les fractions granulométriques et chimiques

Les résultats du fractionnement de la tourbe sont présentés dans les tableaux IV.5. a et b. La part de la fraction grossière ($> 200 \mu\text{m}$) est majoritaire en surface, alors qu'en profondeur, le carbone est majoritairement dans la fraction fine $< 50 \mu\text{m}$. Ce « fractionnement » de la matière carbonée correspond à l'humification progressive de la MO. L'échantillon de surface, notamment la fraction $> 200 \mu\text{m}$, comprend la MO « fraîche », récemment incorporée à la litière. Dans ce même tableau, les valeurs du rapport C/N, indicatif de l'état d'humification de chaque fraction granulométrique, sont quasi égales d'un échantillon à l'autre et d'une fraction à l'autre. Ceci semble indiquer que l'activité microbienne est relativement bonne ($C/N = 20$) mais que la MO a peu évolué chimiquement au cours de son fractionnement.

Tableaux IV.5. a et b. Caractéristiques des fractions granulométrique et chimique de la tourbe

profondeur (cm)	fraction $< 50 \mu$		fraction $50 < 200 \mu$		fraction $> 200 \mu$		C hydrosoluble
	% C	C/N	% C	C/N	% C	C/N	% C
0-30	29,35	20,9	18,13	22,2	52,32	20,1	0,2
30-50	49,79	20,6	20,42	25,8	29,27	21,6	0,52

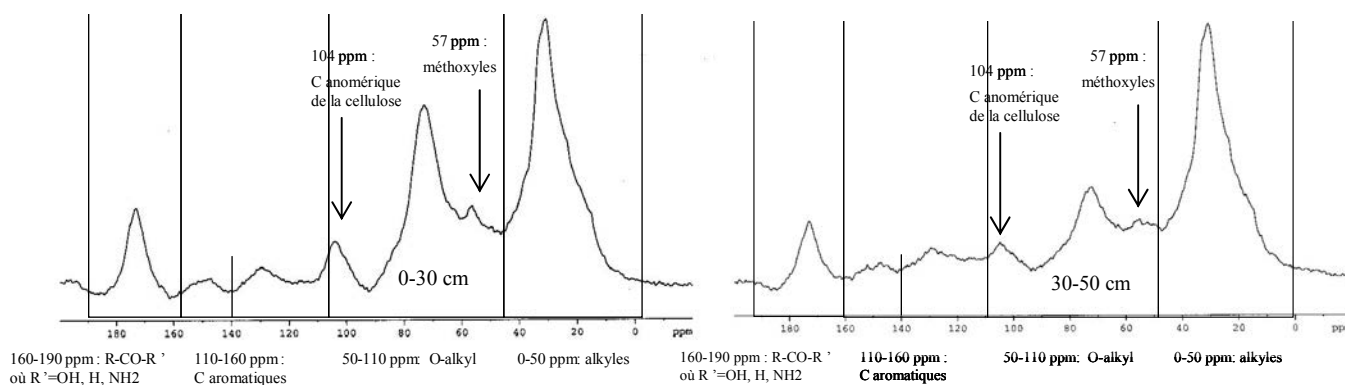
profondeur (cm)	fraction $< 50 \mu$		composition élémentaire des acides humiques (%)			
	AF/AH	% Humine	N	C	H	O
0-30	0,04	56,29	2,96	52,9	4,52	36,69
30-50	0,02	57,03	3,3	51,79	4,55	35,55

Le fractionnement chimique de la fraction $< 50 \mu\text{m}$ en AH, AF et humine montre que les deux échantillons sont très similaires (Tableau IV.5.b) tant dans la distribution des différentes fractions

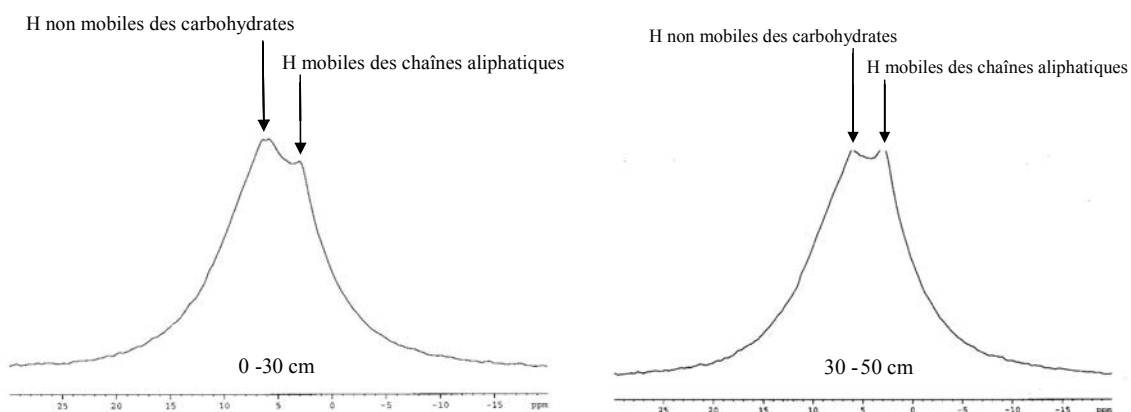
que dans la composition élémentaire des acides humiques. Ceci semble indiquer que la MO est « transformée » dès la surface de la tourbière et qu'elle n'est plus modifiée par la suite lors de son recouvrement ultérieur par du matériel végétal frais.

2. Résonance magnétique nucléaire

Les spectres ^{13}C RMN (Figures IV.9. a et b) peuvent être divisés en 7 régions de déplacement chimique (Tableau II.16 en 2^{ème} partie). Les deux premières régions (0-40 ppm et 40-90 ppm) correspondent respectivement aux chaînes aliphatiques $(\text{CH}_2)_n$ et aux carbones aliphatiques monosubstitués, dont les carbones des cycles des celluloses. La différence d'intensité relative de ces deux régions est plus grande dans l'échantillon profond que dans l'échantillon de surface (augmentation de 9 % du pic des aliphatiques et diminution de 32 % des celluloses), indiquant l'importance des chaînes aliphatiques dans l'échantillon profond et la dégradation/décomposition des celluloses entre les deux échantillons. Un petit pic à 57 ppm correspondant aux carbones des groupements méthoxyles apparaît dans l'échantillon de surface, il est moins prononcé dans l'échantillon profond. Le pic à 104 ppm correspond au carbone anomérique des celluloses. La cinquième région 110-140 ppm correspond aux carbones non substitués et aux carbones des cycles aromatiques. La région 140-160 ppm correspond aux phénols et aux carbones des cycles aromatiques liés à N ou à O. L'intensité relative de cette région est quasiment le double dans l'échantillon profond par rapport à l'échantillon de surface mais le signal est peu intense dans les deux échantillons. L'intensité de ces pics paraît diminuer par rapport au pic des aliphatiques. La région 160-190 ppm est attribuée aux carbones des fonctions carboxylique, amide et ester. L'intensité de cette région diminue par rapport au pic aliphatique.



Figures IV.9. a et b. Spectres ^{13}C CP/MAS RMN des échantillons de 0-30 cm (gauche) et 30-50 cm (droite)



Figures IV.10. a et b. Spectres ^1H RMN des échantillons de 0-30 cm (gauche) et 30-50 cm (droite)

Les spectres de la ^1H RMN des deux échantillons (Figure IV.10. a et b) présentent deux pics à 2,5 ppm (protons mobiles des groupes aliphatiques) et 7 ppm (protons non-mobiles des carbohydrates) se fondant en une bande très large. La diminution du pic à 7 ppm par rapport au pic 2,5 ppm dans l'échantillon profond confirme que les composés cellulosiques ont été biodégradés.

Les deux spectres obtenus par déphasage dipolaires (non montrés) sont identiques entre eux. Ceci confirme que les modifications chimiques entre les échantillons 0-30 cm et 30-50 cm concernent les carbones des composés cellulosiques.

3. Spectroscopie infra-rouge

L'interprétation des pics est la même en DRIFT qu'en transmission. Les spectres DRIFT sont présentés en « pseudo-absorbance ». Les bandes d'absorbance sont attribuées comme indiqué dans le tableau II.15 (2ème partie). Les spectres des échantillons totaux présentent une bande double à 1060 cm^{-1} et 1085 cm^{-1} couplée au doublet à 796 cm^{-1} et 779 cm^{-1} qui correspond au quartz. Les spectres obtenus en DRIFT ont tous le même profil (Figure IV.11) mais présentent quelques très légères différences.

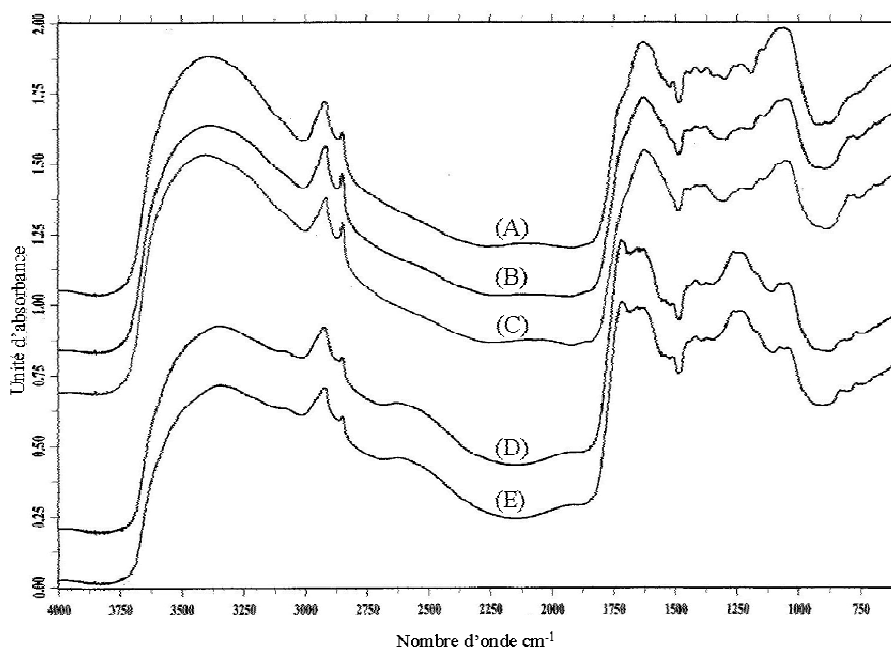


Figure IV.11. Spectres DRIFT des différents échantillons de la tourbe

(A) macro-restes de l'échantillon de surface. (B) matière amorphe de l'échantillon de surface. (C) échantillon profond total. (D) acides humiques de l'échantillon de surface. (E) acides humiques de l'échantillon profond.

1) Le spectre des macro-restes (A) de l'échantillon de surface est le mieux résolu des spectres de tourbe (A, B, C) dans la région $1750-1000\text{ cm}^{-1}$: un pic net apparaît à 1500 cm^{-1} , trois pics peuvent être distingués dans le massif $1500-1000\text{ cm}^{-1}$, un doublet à $1275-1213\text{ cm}^{-1}$. Ces pics n'apparaissent pas dans les spectres de la matière amorphe (B). Ce résultat correspond à la présence de matériel végétal à des stades de décomposition croissants : les molécules organiques contenues dans les échantillons contiennent les mêmes groupements fonctionnels mais leur environnement chimique est plus varié dans la matière amorphe que dans les macro-restes (MO plus fraîche). Les molécules sont plus complexes, et les motifs moins répétitifs.

2) Le spectre de l'échantillon profond total (C) est identique à celui de la matière amorphe de surface (B). Ceci indique, confirmant ainsi les analyses de la répartition du carbone, qu'une fois le premier stade de décomposition passé (transformation des macro-restes en amalgame), la matière végétale n'évolue plus beaucoup.

3) Les spectres des échantillons totaux profonds, dont la teneur en iode est particulièrement élevée ($[I] = 3500 \text{ ppm}$) (spectre non montré) ou basse ($[I] = 130 \text{ ppm}$) (spectre (C)), ne présentent aucune différence entre eux. De plus, la bande caractéristique du groupement CH_2 de la liaison $\text{H}_2\text{C-I}$ n'apparaît pas à 1170 cm^{-1} (Colthup *et al.*, 1975). En FTIR de transmission, la région inférieure à 600 cm^{-1} ne fait apparaître aucune bande de la liaison $\text{CH}_2\text{-I}$ (spectres non montrés). Ceci peut être dû à plusieurs facteurs : soit l'iode n'est pas lié au carbone aliphatique (CH_2) soit le pic n'est pas assez intense et est masqué par ceux des autres liaisons, soit la teneur en iode ($3,5 \text{ g.l}^{-1}$) est trop faible pour avoir un impact visible sur la structure chimique des molécules (modification de l'environnement des groupements fonctionnels).

4) les spectres DRIFT des AH des deux échantillons (spectres D et E) sont identiques, ce qui indiquerait qu'ils ont la même composition en groupements fonctionnels. Des différences nettes peuvent être observées entre les spectres des AH et ceux de la tourbe totale. Les spectres d'AH ont un épaulement à 2950 cm^{-1} , indiquant un rapport CH_3/CH_2 plus grand dans les AH que dans la tourbe totale, ainsi qu'un pic bien résolu pour les C=O à 1720 cm^{-1} et une large bande entre 1500 et 1300 cm^{-1} correspondant aux groupements aromatiques et phénoliques (étirement) et enfin, un massif entre 1300 et 1200 cm^{-1} pour les groupements $\text{CH}_2\text{-O-aromatique}$. Les spectres se terminent avec un pic de C-O-C à 1100 cm^{-1} correspondant aux polysaccharides.

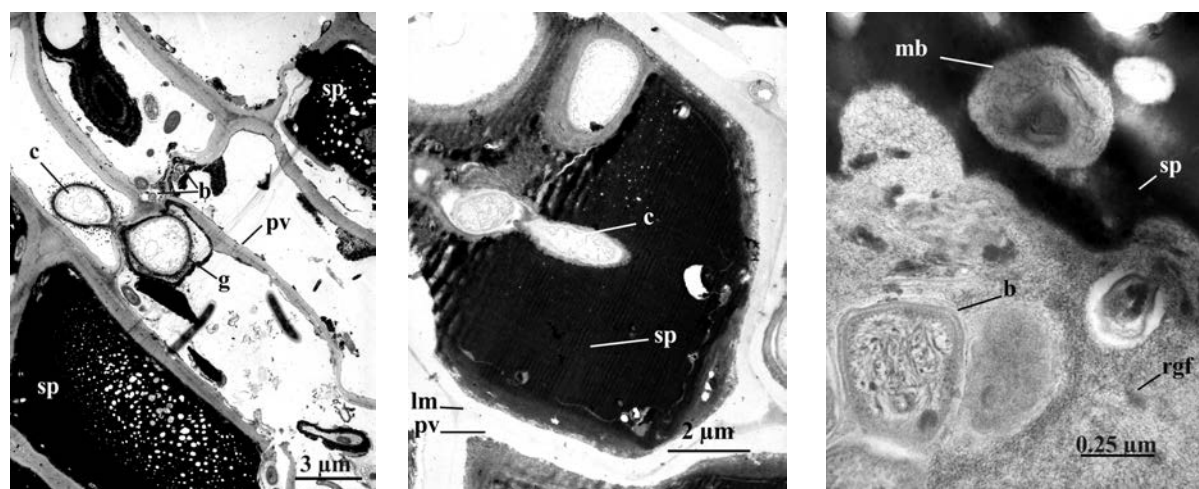
L'ensemble de ces spectres confirme les résultats du bilan de carbone, indiquant qu'après une phase de transformation en un amalgame de matière non identifiable, la matière organique persiste dans la tourbe et n'évolue pas ou peu après son enfouissement.

4. Microscopie électronique et microanalyse X

La microscopie électronique permet une visualisation de l'ultra-structure de la tourbe (cellules végétales, microorganismes, boulettes fécales...), tandis que la spectroscopie EDX donne la composition élémentaire partielle des surfaces analysées et notamment peut indiquer la présence d'iode piégé dans les structures de la tourbe. Ces deux techniques ont été associées pour relier les teneurs en iode des échantillons à la présence de certaines structures dans la tourbe.

a. Observations en microscopie de l'ultrastructure de la tourbe

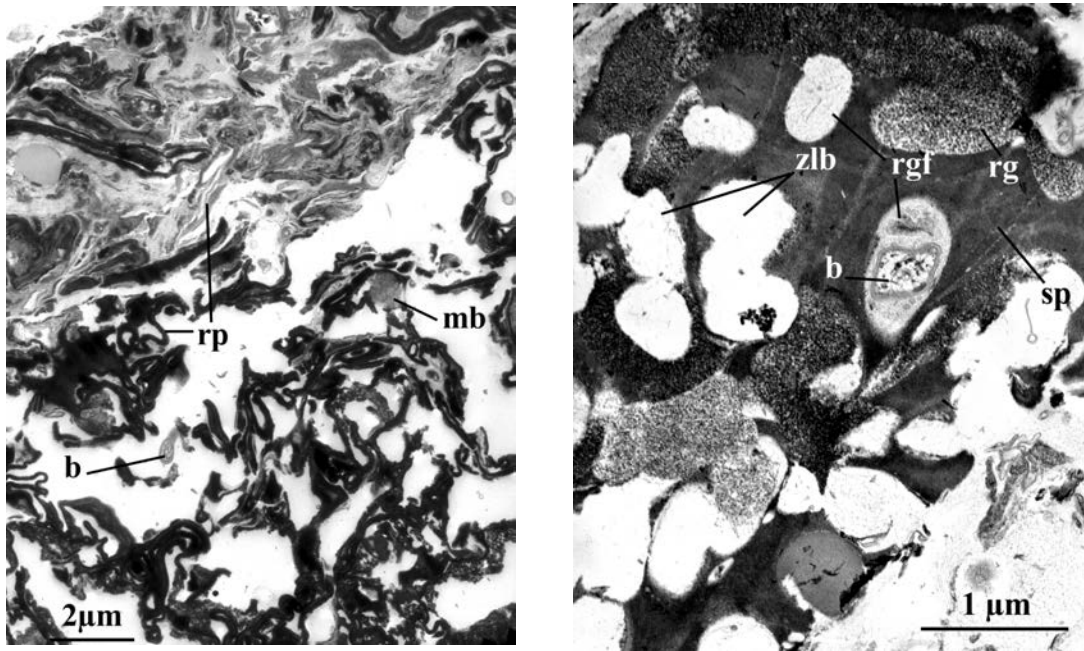
Les coupes colorées des trois échantillons (Ar : macro-restes 0-30 cm et Am : matière amorphe 0-30 cm et Bm : 30-50 cm) observés au MET montrent deux situations contrastées. Les sections des macro-restes (Ar) de l'échantillon de surface (Figures IV.12 a, b et c), présentent des restes tissulaires végétaux : cellules végétales (délimitées par les parois végétales (pv)) vides ou remplies d'un contenu dense aux électrons, identifié comme étant des substances polyphénoliques (sp) (Watteau *et al.*, 1996). Dans ces restes tissulaires, de nombreux microorganismes (bactéries et champignons) sont actifs. Certains champignons sont entourés de granules denses aux électrons, résultant soit de la production mycélienne, soit de la dégradation des tissus végétaux par les champignons (réactions des substances mycéliennes avec des molécules du milieu). Dans ces macro-restes, des zones de lyse bactérienne et mycélienne sont observées à la fois dans les parois des cellules et dans les substances polyphénoliques (Figures IV.12. b et c). Cette observation montre que la tourbe contient des microorganismes capables de dégrader les parois cellulotiques et les polyphénols.



Figures IV.12 a, b et c. Macro-restes de l'échantillon de surface en MET

pv : paroi végétale, lm : lamelle médiane, sp : substances polyphénoliques, c : champignon, g : granules b : bactérie,
mb : membranes bactériennes, rgf : réseau granulo-fibrillaire

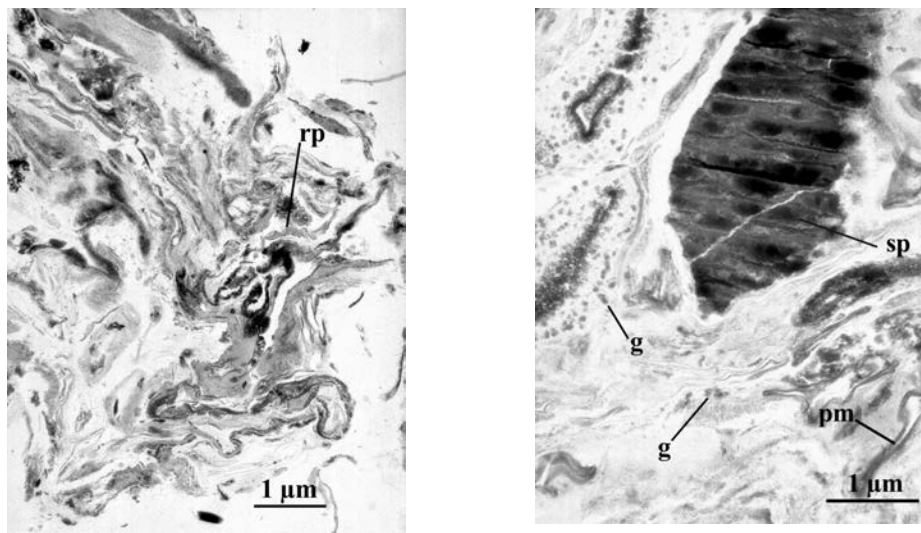
Les coupes colorées de la matière amorphe (Am) présentent des structures plus ou moins denses aux électrons : il s'agit de parois et de contenus cellulaires mélangés, tassés et plus ou moins humifiés, parfois formés en boulettes fécales (Figure IV.13.a). Les sections contiennent aussi des substances polyphénoliques plus ou moins biodégradées (Figure IV.13.b). Dans cette matière, quelques microorganismes (des bactéries) ont été vus.



Figures IV.13 a et b. Matière amorphe de l'échantillon de surface en MET

rp : restes pariétaux, sp : substances polyphénoliques, b : bactérie, mb : membranes bactériennes, zlb : zone de lyse bactérienne, rgf : réseau granulo-fibrilaire, rg : résidus granulaires

Les coupes colorées (Figures IV.14 a et b) de l'échantillon profond (Bm) montrent qu'il ressemble fortement à la matière amorphe de l'échantillon de surface (Am). Aucun microorganisme vivant n'a été vu dans cet échantillon.



Figures IV.14 a et b. Matière amorphe de l'échantillon profond en MET

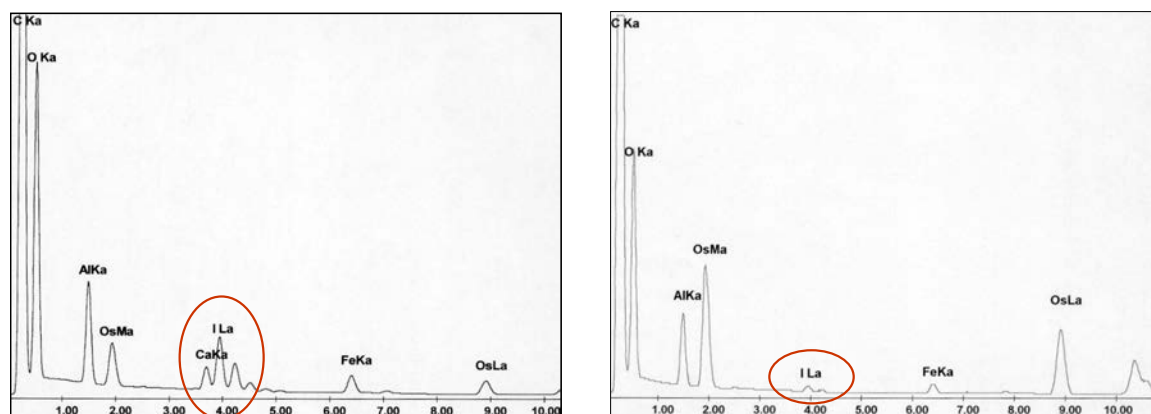
rp : résidus pariétaux, sp : substances polyphénoliques, g : granules, pm : paroi mycélienne

Dans les trois échantillons (Ar, Am et Bm), des particules minérales ont été trouvées : quartz et phyllosilicates, provenant du fond granitique altéré. Dans certaines sections de la matière amorphe de surface, des squelettes de diatomées ont été observés indiquant l'occurrence fréquente de conditions hydromorphiques.

b. Détection de I dans l'ultrastructure de la tourbe

Les différentes structures observées au MET ont été analysées :

- dans les macro-restes (Ar) : parois végétales, remplissages polyphénoliques, champignons, granules, bactéries, exsudats ;
- dans la matière amorphe (Am et Bm) : les ensembles denses et moins denses aux électrons, les granules, les substances polyphénoliques, restes bactériens et mycéliens ;
- des éléments minéraux (quartz, phyllosilicates) contenus dans les trois échantillons (Ar, Am et Bm).



Figures IV.15 a et b. Spectres EDX de substances polyphénoliques de la matière amorphe de l'horizon de surface (gauche) et de l'horizon profond (droite)

Les éléments contenus dans ces structures sont : carbone, oxygène, aluminium, silice, osmium, calcium, iode, fer (Figures IV.15 a et b). Tous ces éléments ne sont pas présents ensemble dans toutes les structures analysées. L'analyse des macro-restes montre que l'iode n'est présent dans aucune des structures (spectres non montrés). Dans la matière amorphe, l'iode est présent dans les substances polyphénoliques, mais uniquement dans l'échantillon de surface (Figures IV.15. a

et b). Dans l'échantillon profond, ces substances ne contiennent pas d'iode à une concentration détectable comme aucune des autres structures de cet échantillon.

Nos résultats montrent que la contamination en iode s'est étendue dans la tourbe au cours des dix dernières années. La distribution de l'iode dans la nappe a changé et la quantité d'iode retenue par la tourbe a augmenté, surtout à la surface de la tourbière. La rétention de l'iode sur la tourbe pourrait être associée à la présence de substances polyphénoliques. Les végétaux de la tourbière prélèvent de faibles quantités d'iode, exceptés les carex.

IV. Discussion

A. Discussion des résultats

1. Migration et adsorption de l'iode dans la tourbière

La distribution spatiale de l'iode dans la nappe en 2002, montre qu'avec le temps, la contamination s'est étendue depuis le lieu d'injection (au centre et au fond) vers la périphérie du site et vers la surface de la tourbière. Les processus qui permettent la migration de l'iode sont probablement de deux ordres : des mouvements ascendants convectifs liés à l'évaporation et au prélèvement d'eau par les plantes (processus rapide) permettraient à l'iode de gagner la surface de la tourbe, tandis que la migration latérale serait liée à la diffusion provoquée par le gradient de concentration et aux mouvements advectifs de la nappe phréatique (processus lents).

La progression de la contamination semble être liée à la rétention de l'iode par la tourbe : en 2002, le K_d est plus élevé au centre (contaminé en premier) qu'en périphérie (où l'iode est parvenu plus tard) (Figure IV.5). En faisant l'hypothèse que tous les autres facteurs (potentiel rédox, activité microbienne, teneur en matière organique) sont par ailleurs égaux en tous points de la tourbière situés à une même profondeur, ce résultat indique que le vieillissement de la contamination favorise la rétention de l'iode sur la phase solide. Ce résultat est confirmé par la forte augmentation du K_d à la fois à 0-30 cm et 30-50 cm. La forte adsorption observée près du tube d'injection en 2002 pourrait expliquer la diminution de la teneur en iode de la nappe (40 cm) à cet endroit entre 1989 et 2002 : l'iode migrant vers la surface serait progressivement soustrait à l'eau du sol et adsorbé sur la phase solide.

Or l'adsorption mesurée avec le coefficient de distribution sol/solution regroupe plusieurs processus de rétention comme la complexation, les liaisons covalentes, les liaisons faibles, mais aussi la diffusion dans le solide. La formation de liaisons covalentes dépend de l'activité microbienne, alors que les deux autres types de liaisons dépendent uniquement des caractéristiques chimiques de la tourbe et la diffusion est fonction du temps et des caractéristiques physiques de la tourbe. L'augmentation de l'adsorption pourrait correspondre à une augmentation des sites de fixation via des réactions chimiques ou biologiques, et/ou à la pénétration de l'iode au sein de la matrice tourbeuse par l'intermédiaire des mouvements convectifs d'eau. Les faibles K_d mesurés en 1987 à proximité du tube d'injection auraient pu en effet être dus à la saturation des sites « rapidement » disponibles dans la tourbe. La maturation de la contamination en iode pendant les 15 années (i.e. vieillissement) a vraisemblablement permis la transformation d'une fraction importante d'iodure en iode organique (Rädlinger & Heumann, 2000 ; Gribble, 2003 ; Keppler *et al.*, 2004), entraînant ainsi une hausse des K_d à toutes distances (sauf à 150 cm et 200 cm). Les valeurs élevées obtenues à ces distances avaient été attribuées aux très faibles concentrations en iode de la tourbe et de la solution du sol (Sheppard *et al.*, 1989). Ce changement pourrait aussi être lié à une diffusion des ions iodure dans les compartiments d'eau liée les plus inaccessibles. Ainsi, les conditions à la périphérie du site en 2002 pourraient être comparées à celles de la zone centrale en 1987, mimant alors une chronoséquence des valeurs de K_d en fonction de la distance au tube d'accès.

Le fonctionnement hydrique de la tourbière au cours des saisons impose des différences de potentiel hydrique entre la surface et la profondeur. L'été, l'évaporation en surface attire la solution de la profondeur (plus riche en iode) vers des compartiments d'eau de plus en plus liée suivant les potentiels hydriques décroissants. Ce dessèchement peut expliquer une rétention physique irréversible de l'iode en surface dans la microporosité des macromolécules organiques et donc des valeurs de K_d bien plus élevées qu'en profondeur.

2. Effet des transformations chimiques et biochimiques sur la variation des K_d

De nombreux auteurs (Biester *et al.*, 2004 ; Rädlinger & Heumann, 2000 ; Mercier *et al.*, 2002) mentionnent que l'iode peut être associé aux substances humiques dans l'eau et dans les sols sous forme d'iode organique. L'iode adsorbé sur la phase solide du sol peut être soit incorporé à la structure des molécules par des liaisons covalentes (Mercier *et al.*, 2002), soit associé à la MO par des liaisons faibles. La tourbe contient entre autres des groupements phénoliques, sur lesquels l'iode sous forme I_2 pourrait se fixer par substitution. L'iode organique

peut se former soit par réaction chimique, soit par réaction microbienne ou enzymatique (Sheppard & Hawkins, 1995 ; Bird & Schwartz, 1996 ; Muramatsu *et al.*, 2004). Le potentiel rédox est un paramètre important de l'incorporation de l'iode aux substances humiques car de lui dépendent les réactions chimiques et l'activité microbienne et donc l'état d'humification et la structure chimique de la tourbe. Un deuxième paramètre, indépendant du potentiel rédox est le cycle végétal : l'iode actuellement associé à la tourbe à la surface de la tourbière pourrait avoir été d'abord prélevé par la végétation à partir de la nappe, incorporé dans les structures moléculaires des tissus végétaux puis réintroduit dans la litière par ce biais.

a. Le potentiel rédox

Dans les tourbières le potentiel rédox varie avec la profondeur, en relation avec le niveau de la nappe de la tourbière : oxydant en surface, variable dans la zone de battement de la nappe (acrotelme) et réducteur en profondeur (catotelme) (Cocozza *et al.*, 2003). La zone de battement (qui s'étend jusqu'à la surface dans la tourbière considérée) correspondrait à la zone où l'iode est fortement adsorbé sur la tourbe, alors que la zone réductrice correspondrait à la zone où l'iode est peu adsorbé. En effet, il a été montré sur des sédiments lacustres et sur des sols, dont des sols organiques provenant de tourbières, que l'iode s'adsorbe peu lorsque le potentiel rédox est réducteur (Sheppard & Thibault, 1988 ; Bird & Schwartz, 1996 ; Sheppard & Motycka, 1997). Le passage en solution de l'iode est également observé dans les rizières, peu après leur inondation lorsque les conditions deviennent réductrices (Muramatsu *et al.*, 1989 ; Sheppard & Motycka, 1997). Ce phénomène pourrait se produire lors des changements de potentiel rédox dans la zone de battement de la nappe. D'après Ashworth *et al.* (2003), l'iode pourrait s'accumuler dans cette zone de battement. Dans la tourbière étudiée, la zone de battement correspond probablement à la surface de la tourbière, mais une étude supplémentaire serait nécessaire pour déterminer avec certitude les variations du potentiel rédox sur toute la profondeur de la tourbière.

De plus, l'alternance de conditions oxydantes et réductrices à la surface de la tourbe pourrait être favorable à la précipitation d'oxy-hydroxydes de fer et d'aluminium qui pourraient complexer l'iode et favoriser ainsi sa rétention (Whitehead, 1984). En profondeur, la tourbe étant saturée en permanence, le fer aura tendance à rester sous forme fer ferreux sans former d'oxy-hydroxydes. Cependant, les quantités de fer et d'aluminium libre étaient les mêmes dans les deux niveaux de tourbe (Tableau IV.1.b), ce qui indique plutôt une teneur en oxy-hydroxydes identiques aux deux profondeurs. Le rôle de ces oxy-hydroxydes dans la rétention de l'iode dans la tourbière nécessite des études plus spécifiques pour être élucidé.

b. L'activité microbienne

Nos observations en MET ainsi que les résultats de Sheppard & Hawkins (1995) ont montré que les micro-organismes étaient moins nombreux à la base de la tourbière qu'en surface. Cette distribution peut être liée aux conditions naturelles de la tourbière : dans le milieu acide, froid, saturé et anaérobie que sont les tourbes, la biomasse et l'activité microbienne sont réduites (Brake *et al.*, 1999). L'absence de micro-organismes dans la matière amorphe de l'échantillon profond pourrait aussi être un effet de la toxicité de l'iode : si des populations aérobies supportent des concentrations en iode supérieures à 2000 mg.l⁻¹, les populations anaérobies, en revanche, semblent déprimées à des concentrations assez basses, proches de 100 mg.l⁻¹ (Sheppard & Hawkins, 1995). Nous avons montré que l'iode est associé à la phase solide de la matière amorphe de l'horizon de surface qui contient des microorganismes vivants, alors que dans la matière amorphe de profondeur il n'y a pas ou peu de microorganismes et l'iode est peu associé à la tourbe. Or l'iode sous forme iodure est stable chimiquement et ce, quelles que soit le potentiel rédox du sol (Figure I.9 dans la 1^{ère} partie). Pour être associé à la MO, l'iode doit d'abord être transformé en I₂ grâce à des peroxydases. I₂ peut ensuite réagir spontanément avec les groupements phénoliques de la MO. Ce processus pourrait expliquer la relation que nous avons observée entre l'adsorption de l'iode et la présence de micro-organismes. L'adsorption passive de l'iode sur la matière organique par des liaisons faibles pourrait aussi être un mécanisme de rétention de l'iode, notamment dans la catotélme : le potentiel rédox y est réducteur, il y a très peu de microorganismes et K_d n'est pas nul, mais faible. Ceci indiquerait que la présence de microorganismes n'est pas requise pour la rétention de l'iode sur la tourbe (Sheppard & Hawkins, 1995).

c. Structure chimique de la tourbe

L'iode (I₂) peut s'associer avec les groupements phénoliques (Whitehead, 1984 ; Warner *et al.*, 2000). La structure de la MO pourrait donc jouer un rôle dans l'adsorption de l'iode dans les sols et les tourbes (Sheppard & Hawkins, 1995 ; Bird & Schwartz, 1996 ; Muramatsu *et al.*, 2004) et pourrait aussi être un facteur d'explication de la différence de K_d observée entre la surface et la profondeur de la tourbe. Dans la tourbe, les variations de structure chimique sont dues, soit à une

modification de la biologie de la tourbière au cours du temps (donc changement des espèces végétales et microbiennes), soit à la lente évolution de la matière organique accumulée.

Biester *et al.* (2004) ont montré des relations entre le degré d'humification de la MO et la rétention de l'iode à travers les variations du rapport C/N de la MO : les teneurs en iode organique sont inversement corrélées au ratio C/N. Dans notre cas, les valeurs du C/N sont similaires aux deux profondeurs. Des mesures supplémentaires ont montré que les macro-restes qui ne contenaient pas d'iode ont un C/N de 25, alors que la matière amorphe de surface contenant de l'iode dans les polyphénols a un C/N de 19. Ces résultats sont en accord avec ceux de Biester *et al.* (2004). Les analyses spectroscopiques de la tourbe ont montré peu de différences significatives entre les deux niveaux de tourbe, les seules différences observées étant liées à la décomposition des macro-restes en matière amorphe à la surface de la tourbière. Ces différences ne suffisent pas à expliquer la différence d'adsorption de l'iode. Peu de différences sont visibles entre la matière amorphe du bas et celle de surface, indiquant que l'humification a lieu préférentiellement à la surface de la tourbe. Pourtant la littérature s'accorde pour dire que la tourbe est plus évoluée dans les niveaux profonds de la tourbe qu'en surface. De nombreux auteurs ont montré que les couches profondes des tourbières ont plus de carbones aromatiques que les niveaux supérieurs, qu'ils contiennent plus de composés aliphatiques réfractaires, moins de composés carboxylés et moins de polysaccharides (Niemeyer *et al.*, 1992; Chapman *et al.*, 2001 ; Cocozza *et al.*, 2003). On peut rapprocher les spectres obtenus ici de ceux obtenus par Niemeyer *et al.*, (1992) sur de la tourbe humifiée. Cette similarité, associée au fait que le rapport C/N des acides humiques est assez bas, pourrait indiquer que la tourbe est relativement évoluée même en surface. Cette observation peut être mise en rapport avec le fait que la tourbière ne soit plus active : l'accumulation de MO fraîche en surface est faible et la MO présente est déjà ancienne et donc transformée.

Les observations microscopiques ont permis d'identifier dans la tourbe des structures dites « substances polyphénoliques » dont la teneur en iode décroît avec la profondeur de l'échantillon. Cette observation est en accord avec les variations de K_d : l'iode adsorbé à la surface de la tourbière (K_d élevé) serait piégé dans les substances polyphénoliques. L'absence d'iode dans les substances polyphénoliques des échantillons profonds correspondrait aux K_d les plus bas. Cependant, le K_d n'est pas nul dans ces échantillons profonds. Il est possible que l'iode soit présent dans les substances polyphénoliques en quantités trop faibles pour être détecté, ou que l'iode soit associé à la MO par des liaisons différentes qui n'aient pas résisté au traitement chimique lors de la préparation des lames minces.

d. Incorporation de MO fraîche dans la tourbe

Les substances polyphénoliques contenant de l'iode pourraient provenir de la dégradation de matériel végétal initialement riche en iode. En effet, l'iode est présente dans les feuilles des végétaux échantillonnés, généralement en faibles concentrations (1 à 5 mg.kg⁻¹) sauf dans le cas des laïches (158 mg.kg⁻¹). Le CR de la laïche est relativement élevé par rapport aux valeurs rapportées dans la littérature pour l'ensemble des espèces végétales : 0,0002 à 4 (Sheppard & Evenden, 1988). Certains auteurs indiquent que l'iode est majoritairement sous forme iodure dans les plantes et que la concentration en iode des feuilles est plus élevée dans les feuilles sénescentes (Cline & Klepper, 1975 ; Sheppard & Motycka, 1997). La sénescence suivie de la chute au sol des tissus végétaux contenant de l'iode pourrait donc contribuer à enrichir la surface de la tourbe en iode organique. En 1987, les laïches étaient plus abondantes qu'en 2002. L'incorporation de cette végétation riche en iode pourrait expliquer les fortes concentrations en iode de la phase solide à la surface de la tourbe observées en 2002.

Quinze ans après la contamination, l'iode est toujours présent et mobile dans l'eau de la nappe de la tourbière. L'iode migre rapidement sous l'effet de mouvements ascendants provoqués par l'évapotranspiration vers la surface de la tourbe, où il s'accumule. Il migre plus lentement vers la périphérie sous l'effet de mécanismes diffusionnels et d'écoulement de la nappe. L'activité microbienne de l'acrotelme permet l'association de l'iode sur les substances polyphénoliques. Les tourbières peuvent être considérées à la fois comme un puit d'iode car l'iode se fixe sur la phase solide de la tourbe, mais aussi comme une source : l'iode peut être transféré dans les plantes ou migrer dans la nappe. Le prélèvement d'iode par les plantes en conditions naturelles est très variable : *Carex sp.* se distingue parmi les espèces de la tourbière par sa capacité à prélever de grandes quantités d'iode. Il pourrait ainsi contribuer au recyclage de cet élément et à son accumulation à la surface de la tourbe.

B. Analyse critique du dispositif

1. Echantillonnage

Les tourbières sont constituées d'un catotelme et d'un acrotelme (cf. 1^{ère} partie). L'échantillonnage de la tourbe en 0-30 cm et 30-50 cm ne tient pas compte de ces deux niveaux. Les échantillons « 30-50 cm » sont constitués de catotelme exclusivement mais les échantillons

« 0-30 cm » incluent probablement l'acrotelme et une part du catotelme. La limite entre ces deux couches pourrait être identifiée par le suivi de la hauteur de la nappe dans les piézomètres. Sheppard *et al.* (1989) indiquent qu'en 1987, le niveau de la nappe baissait au moins jusqu'à 20 cm au cours de l'été. L'acrotelme inclurait donc au moins les 20 premiers cm de tourbe.

2. Volatilisation

L'iode peut être volatilisé via la végétation, ou par des bactéries aérobies aux interfaces oxi-anoxiques sous forme $\text{CH}_3\text{-I}$ et $\text{C}_2\text{H}_5\text{-I}$ principalement (Amiro & Johnston, 1989 ; Amachi *et al.*, 2003 ; Muramatsu *et al.*, 2004). La zone de battement de nappe pourrait être favorable à la volatilisation. La grande variabilité spatiale des concentrations en iode rend difficile l'estimation de la quantité d'iode encore présente dans la tourbière. Nous n'avons donc pas pu évaluer le volume d'iode volatilisé. Cependant, ce processus concerne généralement de faibles quantités d'iode (Sheppard & Hawkins, 1995 ; Amachi *et al.*, 2003) et nous avons fait l'hypothèse qu'il joue probablement un rôle mineur dans la tourbière étudiée. Par ailleurs, l'iode peut être absorbé par les feuilles des végétaux, sous forme soluble (Oestling *et al.*, 1989). Ce mécanisme pourrait participer à l'accumulation de l'iode dans les végétaux de la tourbière. L'importance de la volatilisation dans le cycle biogéochimique de l'iode nécessiterait donc d'être précisé.

3. Spéciation de l'iode en solution

En 1988, l'iode soluble n'était pas associé à des composés organiques solubles, l'élément était probablement sous forme I^- (Sheppard *et al.*, 1989), mais Sheppard & Thibault (1992) ont montré, trois ans après la contamination, que l'iode était associé aux acides fulviques de cette même tourbe. En 2002, il est possible qu'une fraction de l'iode soluble soit toujours associée à des molécules organiques solubles, mais aucune étude de la spéciation de l'iode soluble ni de la quantité de carbone organique dissous n'a été réalisée. De plus, la méthode de filtration utilisée ne retient pas les substances carbonées dissoutes.

4. Méthodes d'étude de la structure de la tourbe

Les diverses techniques utilisées pour caractériser la tourbe dans cette étude renseignent sur des aspects différents de la structure de la matière organique, de manière à comprendre les relations entre la nature des molécules organiques et la rétention de l'iode :

- le bilan de répartition du carbone donne des indications sur l'état d'humification de la MO ;
- les spectroscopies RMN et IR donnent des indications plus précises sur la composition en groupements fonctionnels de la MO des échantillons ;
- la MET-EDX permet une analyse de la morphologie de la tourbe et des composés organiques qu'elle contient et d'identifier les structures contenant de l'iode.

Certaines préparations ont pu altérer la structure de la MO, notamment lors de l'extraction des AH (Francioso *et al.*, 1998). Cependant, de nombreuses études ont montré que ce protocole permettait de différencier les AH de sols variés (Niemeyer *et al.*, 1992 ; Senesi *et al.*, 2003). La similitude des spectres IR des deux AH extraits peut donc être attribuée à l'identité des structures.

C. Perspectives

Les résultats obtenus dans cette expérience et leur interprétation soulèvent des questions sur les mécanismes de l'adsorption de l'iode sur la matière organique et sur le cycle de l'iode dans la tourbière contaminée. La différence d'adsorption de l'iode aux deux profondeurs de tourbe suggère plusieurs pistes à explorer :

- Les variations du potentiel rédox au cours du temps dans les différentes couches de la tourbe, en raison du rôle de ce paramètre sur les réactions chimiques et biologiques ;
- La spéciation de l'iode dans les organes végétaux à différents stades de maturité afin de déterminer à quel stade du cycle de la matière organique, l'iode est incorporé aux polyphénols ;
- Le rôle des micro-organismes et des peroxydases dans l'adsorption de l'iode sur la tourbe car nos observations semblent indiquer que les réactions biologiques interviennent dans la formation d'iode organique ;
- La part d'iode soluble retenue dans les compartiments d'eau fortement liée dans la microporosité de la tourbe ;
- La volatilisation de l'iode à la surface de la tourbe et par la végétation ; cette variable n'a pas été estimée au cours de cette expérience, mais par analogie avec les rizières, il est probable que de l'iode puisse être volatilisé (en faible quantité) pendant les périodes d'inondation puis réabsorbé au niveau des feuilles par la végétation ;
- La spéciation de l'iode en solution, qui indiquerait si l'iode soluble a été associé à de la matière organique dissoute.

Conclusion

Les résultats obtenus dans cette étude montrent que deux ans n'avaient pas suffi pour que la contamination en iode de la tourbière atteigne un état équilibre. De plus, nos résultats ne permettent pas de savoir si 15 ans après, la contamination était stabilisée. Ceci signifie que les cycles géochimiques des éléments doivent être considérés sur le long terme. La dynamique de l'eau dans la tourbière joue un rôle important sur la répartition de l'iode. L'iode s'est accumulé en surface grâce à la fois aux mouvements ascendants dus à l'évapotranspiration, mais aussi à l'alternance de conditions oxydantes et réductrices dues à la présence d'une zone de battement de la nappe. La tourbe de surface constitue donc un piège pour l'iode. En profondeur, les conditions réductrices maintiennent l'iode sous forme soluble et peut donc migrer. Ces couches profondes peuvent être considérées comme des sources d'iode. Ces observations confirment qu'en conditions périglaciaires, les sols organiques pourraient être des zones de rétention d'iode. De plus nous avons identifié les cypéracées comme étant des accumulateurs d'iode. Ces végétaux, éventuellement présents en conditions périglaciaires dans la région de référence, favoriseraient donc le transfert de l'iode vers la biosphère.

Conclusion générale

Dans ce mémoire nous proposons une méthode de **pédologie prospective** dans le double objectif de prévoir l'évolution des sols à long terme suite à un changement climatique et d'évaluer les conséquences de cette évolution sur la disponibilité de polluants. Pour tenir compte des spécificités climatiques, topographiques et géologiques, la méthode procède par **analogie**. Elle repose sur la connaissance des sols actuels d'une région de référence et sur la recherche de **régions analogues** du point de vue géologique et topographique, et offrant des biomes caractéristiques des changements climatiques attendus. Les processus pédogénétiques et les caractéristiques des sols futurs sont alors déduits des observations et des mesures faites dans les régions analogues. Enfin, l'impact d'un changement climatique sur le comportement de polluants dans les sols peut être évalué en fonction de leurs propriétés spécifiques et de celles attendues des sols de la région de référence. Nous appliquons cette méthode au **plateau du Barrois**, dans le contexte de l'étude de faisabilité du stockage de déchets radioactifs en couche géologique profonde. Le changement climatique pris en compte est un refroidissement qui pourrait entraîner une glaciation. Ce refroidissement devrait provoquer la mise en place successive de deux types de biomes périglaciaires dans la région étudiée : la **forêt boréale** et la **steppe-toundra**. Ces deux biomes correspondent à des climats plus secs et plus froids que le climat actuel. Nous avons élargi la gamme des biomes étudiés pour pouvoir aussi considérer un refroidissement humide. Certains des radionucléides contenus dans les déchets ont des demi-vies longues et sont suffisamment mobiles pour atteindre la biosphère sur des pas de temps longs, de l'ordre de 10^5 années, suffisants pour qu'ait lieu un refroidissement climatique. Nous avons plus spécifiquement étudié l'**iode** et le **technétium**, deux radioéléments très mobiles sous certaines valences, mais aussi particulièrement sensibles à la présence et aux propriétés de la matière organique (MO) des sols, dont la quantité et la nature dépendent fortement du climat.

La région de référence est un plateau calcaire entaillé de vallées encaissées et de vallées plus larges creusées dans des marnes. La plupart des sols de cette région sont plus ou moins carbonatés et brunifiés, peu profonds et bien drainés sur calcaire (rendzines brunifiées, sols bruns calcaïques et calcaïres), ou bien, plus profonds et moins drainants sur marnes (sols bruns calcaïres localement hydromorphes). L'étude de sols analogues nous a permis d'identifier les mécanismes pédologiques actifs dans trois types de biomes froids sur roche-mère calcaire : froid et sec, en forêt boréale et en steppe froide ; froid et humide, à l'étage montagnard. En **forêt boréale**, les processus sont fortement influencés par le **régime hydrique** du sol. En situation bien drainée, les sols sont peu épais, légèrement brunifiés, plus ou moins décarbonatés. La MO de ces sols est

peu humifiée et la fraction humifiée est majoritairement sous forme d'humine. Dans les bas de pente, en conditions hydromorphes, la MO décomposée s'accumule, la fraction humifiée s'enrichit en molécules aromatiques stables. En **steppe froide**, les deux processus caractéristiques observés sont la mélanisation et la calcification (Chernozem). Cependant, dans les fonds humides, les sols sont également marqués par l'hydromorphie et un enrichissement en MO. Tous les sols de cette région présentent une MO majoritairement humifiée et riche en humine stable, proche de celle des sols calcaires de région tempérée. En **montagne**, la décarbonatation rapide, la brunification et l'enrichissement du sol en MO peu humifiée, riche en composés « solubles » peu stables, sont les processus prédominants. La décarbonatation est possible grâce à l'abondance des précipitations, le bon drainage et les températures basses. Dans les sols situés dans les zones de colluvionnement, le lessivage apparaît. Ainsi, sur matériau parental calcaire, sous les trois climats froids envisagés, le profil reste carbonaté (ou calcique si la terre fine est décarbonatée) ce qui détermine l'évolution du sol et en particulier de la MO. Le sol s'affranchit partiellement de ce matériau parental et peut être désaturé, voire plus ou moins acidifié, uniquement sous climat froid très humide (montagnard). La nature de la MO est alors différente de celle des sols des autres biomes.

A partir des processus identifiés nous avons pu proposer un scénario d'évolution des sols de la région de référence, s'ils étaient soumis à des conditions périglaciaires. En **conditions boréales**, les sols de la région d'étude seraient assez proches des sols actuels, pour la série calci-magnésique (Leptosols rendziques, Cambisols eutriques). Une différence majeure avec les sols actuels serait la formation possible d'un humus de type moder sur les versants les plus froids et d'une litière de résineux (MO aliphatique), peu épaisse. Dans les mêmes conditions, les sols sableux ou sablo-limoneux des matériaux valanginiens pourraient subir des processus de podzolisation. Des sols organiques pourraient se constituer dans les zones d'écoulement lent, en particulier dans les vallées secondaires sur des matériaux marneux. En **steppe-toundra**, la présence d'un pergélisol provoquerait davantage de modifications. Ce niveau de sol gelé conditionne en effet les écoulements d'eau et donc les processus pédogénétiques. Les conditions seraient aussi favorables aux processus de cryoturbation. Sur le plateau et dans les pentes, des zones sans pergélisol où les sols pourraient être de type « Leptosol rendzique », avec ou sans cryoturbation, alterneraient avec des zones à pergélisol, où les sols seraient hydromorphes (Cryosols gélistagiques eutriques). Les zones humides et froides seraient cryoturbées (pentes soumises à la solifluxion) et marquées par l'hydromorphie. Les zones d'écoulement d'eau seraient soit très caillouteuses (érosion du matériel

actuellement présent) tels que des Regosols squelettiques, soit hydromorphes et très riches en MO (Fluvisols histiques gleyiques).

Nous avons évalué l'effet de ces changements de fonctionnement pédologique sur le comportement de l'iode et du technétium en comparant leur rétention (mesure du coefficient de distribution sol-solution, K_d) par différents sols analogues de steppe froide et de forêt boréale, à l'humidité correspondant à leur capacité au champ. Ces expériences ont montré que la rétention du Tc est plus importante dans les sols de forêt boréale ($K_d = 0,25 \text{ l.kg}^{-1}$ après un mois et $1,73$ après un an) que dans les sols de steppe ($K_d = 0,16 \text{ l.kg}^{-1}$ après un an). Nous attribuons l'augmentation progressive de la rétention du Tc et de I dans les sols en conditions oxydantes stables, essentiellement à la diffusion de ces éléments dans la microporosité des sols. Ce phénomène a pu être retenu suite à l'utilisation d'une méthode impliquant l'humectation des sols à leur capacité au champ, qui correspond davantage à des conditions réelles que la technique habituelle en suspension de sol. Le phénomène peut être transposé au comportement des éléments *in situ* : les périodes de sécheresse favoriseraient la pénétration de ces éléments dans la microporosité des sols. La transposition de ces résultats aux scénarios d'évolution des sols en conditions périglaciaires suggère que la rétention de I et de Tc dans les sols bien drainés serait faible mais non nulle. Les sols de forêt boréale pourraient être favorables à la rétention de I, en raison de la présence de teneurs élevées en MO. Le technétium serait davantage retenu en biome de steppe froide en raison des conditions hydromorphes provoquées par la présence d'un pergélisol. Dans les deux biomes périglaciaires, les sols hydromorphes organiques situés dans les fonds des vallées secondaires sur matériaux marneux pourraient être les sites les plus favorables à la rétention du Tc et de I.

Aussi, afin de caractériser l'évolution à moyen terme de la distribution de ces radionucléides dans les sols organiques de région froide, avons-nous choisi d'étudier une tourbière artificiellement enrichie en I stable, maintenue l'état pendant 15 ans. Nous avons montré que le vieillissement de cette contamination en iode pouvait favoriser sa rétention sur la MO mais aussi son transfert vers la végétation (*Carex sp.* notamment). Ce travail a, de plus, mis en évidence que l'iode s'accumulait à la surface de la tourbière. Cette partie de la tourbière correspond à la fois à la zone de battement de nappe dont le potentiel rédox varie au cours des saisons et à la zone de d'apport du matériel végétal frais dont certains compartiments (les substances polyphénoliques héritées des contenus des cellules végétales) peuvent accumuler l'iode. L'iode pourrait aussi être retenu par des

processus physiques dans la microporosité de la tourbe. Dans la zone saturée en permanence, l'iode paraît mobile et diffuse latéralement même longtemps après la contamination. L'iode migre depuis cette zone (le catotélme) vers la surface de la tourbière grâce probablement à des remontées liées à l'évapotranspiration. Cette étude suggère que les sols organiques de la région de référence présents en conditions périglaciaires pourraient être à la fois des « pièges » et des « puits » d'iode : cet élément serait retenu dans les horizons de surface mais sa mobilité dans les horizons profonds pourrait permettre son prélèvement par la végétation. Ce type de milieu, probablement présent dans la région de référence pendant les périodes froides, serait particulièrement favorable aussi à la rétention et à l'immobilisation du technétium en raison des conditions réductrices et des teneurs en MO très élevées.

Notre travail a été conduit dans le contexte des études de sûreté préalables au stockage de déchets radioactifs. Les résultats obtenus sur les scénarios d'évolution des sols et sur le comportement de Tc et de I en conditions périglaciaires permettent de préciser les valeurs des paramètres utilisés dans ces études pour les calculs de dose dans ces conditions. Suivant le biome, ces paramètres devraient être plus ou moins modifiés. Il semble en effet que les caractéristiques des sols du biome boréal puissent être au moins en partie les mêmes que celles du biome tempéré actuel. En revanche, pour la steppe-toundra, les paramètres pourraient nécessiter une adaptation afin de prendre en compte l'hydromorphie de la plupart des sols. De plus, nous avons considéré ces scénarios d'évolutions pour un couvert végétal essentiellement naturel. La prise en compte d'un contexte agricole pourrait aussi amener à modifier certains paramètres. Notamment, en biome boréal, la mise en culture provoquerait probablement une diminution de la teneur globale en MO, par minéralisation de la fraction fraîche de la MO entre autres.

Enfin, outre l'application spécifique au site Andra, notre démarche de pédologie prospective pourrait également être transposée à d'autres cas similaires, dans un même contexte géologique, sous d'autres conditions climatiques (*e.g.* réchauffement) et/ou pour d'autres types de polluants (autres radionucléides et éléments en trace métalliques). Dans d'autres régions, différant notablement sur le plan géologique, ces résultats ne peuvent pas être appliqués directement, en raison du contexte spécifiquement calcaire de la région que nous avons étudiée. Dans ce cas, la méthode de pédologie prospective que nous avons testée pourrait être appliquée. Ces applications nécessiteraient de prendre en compte les spécificités géologiques et topographiques de ces sites.

La méthode proposée permet donc de répondre à la question initiale, en prenant en compte un contexte spécifique mais elle présente des limites. Son application dans un autre contexte géologique et bioclimatique nécessiterait d'adapter la démarche en redéfinissant et en prospectant de nouvelles régions analogues. De plus, les résultats obtenus sont parfois fortement conditionnés par la végétation locale. Enfin, la méthode ne propose pas de solution pour étudier les effets directs du refroidissement, et notamment du gel, sur la rétention des éléments, mais seulement les effets indirects via la modification du fonctionnement du sol. Ces observations suggèrent plusieurs pistes de recherche et d'amélioration concernant la méthode. En premier lieu, nous avons montré l'importance du calcaire dans la pédogenèse des sols des régions analogues sélectionnées mais nous n'avons pas de point de comparaison avec **d'autres matériaux parentaux**. Dans un biome donné, quelles seraient les caractéristiques des sols formés sur des matériaux non calcaires ? Par ailleurs, nos échantillons ne nous ont pas toujours permis de faire la part des effets du couvert végétal et ceux du climat. Or le couvert végétal a une grande importance sur la nature et le fonctionnement de la MO. Quels seraient les effets spécifiques du couvert végétal, et notamment de la mise en culture, sur une roche-mère et dans un biome donnés ? Il pourrait être alors envisagé de comparer des sols d'un même biome et formés sur un même matériau parental, mais évoluant sous des **couverts végétaux** variés. Ensuite, nous avons montré certaines analogies entre les sols carbonatés de région tempérée et les sols analogues de steppe froide (chernozem), mais il est probable que cette similarité ne puisse être observée dans la composition de l'humine (humine sans doute résiduelle dans les premiers et humine d'insolubilisation dans le chernozem). L'étude de la MO des sols pourrait donc être affinée, en particulier celle des humines. Enfin, les résultats obtenus sur le rôle de la diffusion sur la rétention du Tc et de I lors des incubations à la capacité au champ suggèrent d'étudier plus spécifiquement l'influence de ce mécanisme par des incubations dans des conditions d'humidité et des méthodes de contamination variées. Il serait ainsi possible de déconvoluer la rétention globale d'un élément dans le sol en une rétention physique liée aux conditions d'humidité et de porosité des sols et en une rétention chimique due aux interactions physiques et chimiques entre les éléments et la surface des solides. Enfin, nous avons fait l'hypothèse que les sols prélevés, tant dans la région de référence que dans les régions analogues étaient en équilibre avec les conditions de végétation et de climat. Or ceux prélevés dans les régions analogues se sont formés depuis la dernière glaciation et sont relativement jeunes, tandis que les sols de la région de référence auront évolué pendant plusieurs dizaines de milliers d'années avant l'apparition de conditions périglaciaires. Quels seraient alors les effets de cette évolution préalable ?

Références bibliographiques

- Abdelouas, A., Grambow, B., Fattahi, M., Andres, Y. et Leclerc-Cessac, E. (2005). **Microbial reduction of ^{99}Tc in organic matter-rich soils.** *Science of The Total Environment*. **336** (1-3): 255-268.
- AFNOR (2004). **Evaluation de la qualité des sols. Vol.1 : Méthodes d'analyse chimique & Vol.2 : Méthodes d'analyses physique et biologique.** Association française de normalisation, Paris. 972 pp.
- Alekseev, A., Alekseeva, T., Ostroumov, V., Siegert, C. et Gradusov, B. (2003). **Mineral transformations in permafrost-affected soils, North Kolyma Lowland, Russia.** *Soil Science Society of America Journal*. **67**: 596-605.
- Almendros, G., Dorado, J., Gonzalez-vila, F. J., Blanco, M. J. et Lankes, U. (2000). **^{13}C NMR assessment of decomposition patterns during composting of forest and shrub biomass.** *Soil biology and biochemistry*. **32**: 793-804.
- Amachi, S., Kasahara, M., Hanada, S., Kamagata, Y., Shinoyama, H., Fujii, T. et Muramatsu, Y. (2003). **Microbial participation in iodine volatilization from soils.** *Environmental science & technology*. **37**: 3885-3890.
- Amiro, B. D. et Johnston, F. L. (1989). **Volatilization of iodine from vegetation.** *Atmospheric environment*. **23** (3): 533-538.
- Andra (2001). **Carte géologique de la zone de reconnaissance et de son environnement proche.** Andra, Châtenay-Malabry.
- Andra (2005). **Dossier 2005 argile - Référentiel du site Meuse/Haute-Marne.** C RP ADS 04-0022. Andra, Châtenay-Malabry.
- Andreux, F. (1996). **Humus in world soils.** In: Humic substances in terrestrial ecosystems. A. Piccolo, Ed. Elsevier, New York. pp : 45-100.
- Andrieu-Ponel, V., Guiter, F., Ponel, P. et Beaulieu (de), J. L. (2003). **Variabilité climatique et réponse de la végétation au cours du dernier cycle climatique et de la fin du précédent en Europe atlantique. Estimation des méthodes de reconstruction climatique appliquées à la séquence de La Grande Pile (Vosges).** C.RP.IMEP.03.001.1. Andra, Châtenay-Malabry. 72 pp.
- Ashworth, D. J., Shaw, G., Butler, A. P. et Ciciani, L. (2003). **Soil transport and plant uptake of radio-iodine from near-surface groundwater.** *Journal of environmental radioactivity*. **70**: 99-114.
- Baize, D. (2000). **Guide des analyses en pédologie.** INRA éditions, Paris. 257 pp.
- Baldock, J. A. et Nelson, P. N. (2000). **Soil organic matter.** In: Handbook of soil science. M. E. Sumner, Ed. CRC Press, Boca Raton. B25-B84.
- Barancikova, G. (2002). **Changes of humic acids structure on selected key monitoring localities of arable soils.** *Rostlinna vyroba*. **48** (1): 40-44.
- Bennett, R. et Willey, N. (2003). **Soil availability, plant uptake and soil to plant transfer of ^{99}Tc -A review.** *Journal of environmental radioactivity*. **65**: 215-231.
- Beyer, L. (1996). **The chemical composition of soil organic matter in classical humic compound fractions and in bulk samples - a review.** *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde*. **159**: 527-539.

- Biester, H., Keppler, F., Putschew, A., Martinez-Cortizas, A. et Petri, M. (2004). **Halogen retention, organohalogens, and the role of organic matter decomposition on halogen enrichment in two chilean peat bogs.** *Environmental science & technology*. **38**: 1984-1991.
- BIOCLIM (2002). **D2. Consolidation of needs of the european waste management agencies and the regulator of the consortium.** Andra, Châtenay-Malabry. 131 pp.
- Bird, G. A. et Schwartz, W. (1996). **Distribution coefficients, K_d s, for iodide in Canadian Shield lake sediments under oxic and anoxic conditions.** *Journal of environmental radioactivity*. **35** (3): 261-279.
- Bird, G. A. et Schwartz, W. J. (1997). **Partition coefficients (K_d values) for Tc in shield lake sediments under oxidizing and reducing conditions.** *Water research*. **31** (7): 1673-1678.
- Bonneau, M. et Souchier, B. (1994). **Pédologie.** Masson, Paris. 665 pp.
- Bostock, A. C., Shaw, G. et Bell, J. N. (2003). **The volatilisation and sorption of ^{129}I in coniferous forest, grassland and frozen soils.** *Journal of environmental radioactivity*. **70** (1-2): 29-42.
- Brake, M., Höper, H. et Joergensen, R. G. (1999). **Land use-induced changes in activity and biomass of microorganisms in raised bog peats at different depths.** *Soil biology and biochemistry*. **31**: 1489-1497.
- BRGM (1970). **Carte géologique de la France à 1/50.000. 266. Gondrecourt-le-Chateau. Feuille XXXII - 16.** IGN, Orléans.
- Bruckert, S. et Gaiffé, M. (1985). **Les sols de Franche-Comté.** Université de Franche-Comté, Besançon. 142 pp.
- Brulhet, J. et Petit-Maire, N. (1999). **La France pendant les deux derniers extrêmes climatiques.** Andra & CNF-INQUA, Châtenay-Malabry.
- Brulhet, J. (2003). **Groupeement de laboratoires "bio-geoprospective". Réunion de travail Juin 2003.** Circuit géomorphologique du 24 juin 2003 : secteur Meuse/Haute-Marne. Andra, Châtenay-Malabry.
- Canellas, L. P. et Façanha, A. R. (2004). **Chemical nature of soil humified fractions and their bioactivity.** *Pesquisa agropecuaria brasileira*. **39** (3): 233-240.
- Chapman, S. J., Campbell, C. D., Fraser, A. R. et Puri, G. (2001). **FTIR spectroscopy of peat in and bordering Scots pine woodland: relationship with chemical and biological properties.** *Soil Biology and Biochemistry*. **33** (9): 1193-1200.
- Christiansen, J. V. (1990). **The behaviour of iodine in the terrestrial environment. An investigation of the possible enzymatically controlled iodination of humic acid.** RISO-M-2851. RISO, Roskilde. 156 pp.
- Christl, I. et Kretzschmar, R. (2001). **Relating ion binding by fulvic and humic acids and molecular size. 1. Proton Binding.** *Environmental science & technology*. **35**: 2505-2511.
- Cline, J. F. et Klepper, B. (1975). **Iodine-125 accumulation in plant parts: influence of water use rate and stable iodine content of soil.** *Health physics*. **28**: 801-804.
- Cocozza, C., D'Orazio, V., Miano, T. M. et Shotyk, W. (2003). **Characterization of solid and aqueous phases of a peat bog profile using molecular fluorescence spectroscopy, ESR and FT-IR, and comparison with physical properties.** *Organic Geochemistry*. **34** (1): 49-60.
- Corbel, J. (1959). **Erosion en terrain calcaire (vitesse d'érosion et morphologie).** *Annales de géographie*. **366**: 97-120.
- Coughtrey, P. J., Jackson, D. et Thorne, M. C. (1983). **Radionuclide distribution and transport in terrestrial and aquatic ecosystems. A critical review of data.** A.A. Balkema, Rotterdam.

- Councell, T. B., Landa, E. R. et Lovley, D. R. (1997). **Microbial reduction of iodate**. *Water, air and soil pollution*. **100**: 99-106.
- Courbouleix, S., Dupas, A., Clet, M., Coutard, J. P., Lautridou, J. P. et van Vliet-Lanoe, B. (1999). **Les phénomènes périglaciaires en France, application au site de l'Est par essai de simulation de la profondeur du pergélisol**. Journées Scientifiques de l'Andra, Andra/CNRS, Ed. Bar-le-Duc, France, Andra. pp 17.
- CPCS (1967). **Classification des sols**. ENSA, Grignon. 96 pp.
- Czimczik, C. I., Preston, C. M., Schmidt, M. W. I. et Schulze, E. D. (2003). **How surface fire in siberian scots pine forests affects soil organic carbon in the forest floor: stocks, molecular structure and conversion to black carbon (charcoal)**. *Global biogeochemical cycles*. **17** (1): 1-14.
- Dai, X. Y., Ping, C. L. et Michaelson, G. J. (2002). **Characterizing soil organic matter in Arctic tundra soils by different analytical approaches**. *Organic Geochemistry*. **33**: 407-419.
- Denys, S. (2001). **Prédiction de la phytodisponibilité de deux radionucléides (^{63}Ni et ^{99}Tc) dans les sols**. PhD. Sciences Agronomiques. INPL. Vandoeuvre. 153 pp.
- Dergacheva, M. (2002). **Paleosols and new approaches to paleoenvironment reconstruction**. World congress of soil science, Ed. Thailand.
- DSIN (1991). **Définition des objectifs à retenir dans les phases d'études et de travaux pour le stockage définitif des déchets radioactifs en formation géologique profonde afin d'assurer la sûreté après la période d'exploitation du stockage. Règle fondamentale de sûreté n°III.2.f**. Ministère de l'industrie et du commerce extérieur, Paris. 31 pp.
- Duchaufour, P. (1983). **Pédologie**. Masson, Paris. 491 pp.
- Duchaufour, P. (1990). **La formation et l'évolution des complexes organo-minéraux dans les sols et leur rôle dans la pédogenèse**. *Science du sol*. **28** (4): 273-284.
- Duchaufour, P. (2001). **Introduction à la science du sol**. Dunod, Paris. 331 pp.
- Duchaufour, P. et Bartoli, C. (1966). **Note sur l'évolution des sols calcimorphes de l'étage montagnard humide**. *Science du sol*. **2**: 29-40.
- Duchaufour, P. et Gilot, J. C. (1966). **Etude d'une chaîne de sols de l'étage alpin (Col du Galibier) et ses relations avec la végétation**. *Oecologia Plantarum*. **1**: 253-274.
- Echevarria, G. (1996). **Contribution à la prévision des transferts sol-plante des radionucléides**. PhD. Sciences agronomiques. INPL. Vandoeuvre. 219 pp.
- Echevarria, G. (1997). **Etude des coefficients de distribution sol-solution, K_d , de radionucléides dans les sols**. C NT 1INT 97-001/A. Andra, Châtenay-Malabry. 94 pp.
- Echevarria, G., Morel, J. L., Florentin, L. et Leclerc-Cessac, E. (2003). **Influence of climatic conditions and soil type on $^{99}\text{TcO}_4^-$ uptake by rye grass**. *Journal of environmental radioactivity*. **70**: 85-97.
- Echevarria, G., Vong, P. C. et J.L., M. (1998). **Effect of NO_3^- on the fate of $^{99}\text{TcO}_4^-$ in the soil-plant system**. *Journal of environmental radioactivity*. **38** (2): 163-171.
- Echevarria, G., Vong, P. C., Leclerc-Cessac, E. et Morel, J.L. (1997). **Bioavailability of technetium-99 as affected by plant species and growth, application form and soil incubation**. *Journal of environmental quality*. **26**: 947-956.
- Egli, M., Mirabella, A., Sartori, G. et Fitze, P. (2003). **Weathering rates as a function of climate: results from a climosequence of the Val Genova (Trentino, Italian alps)**. *Geoderma*. **111** (1-2): 99-121.

- FAO, ISRIC et AISS (1999). **Base de Référence Mondiale pour les ressources en sols**. Rapport sur les ressources en sols du monde 84. Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture, Rome. 96 pp.
- Fitzhugh, R. D., Driscoll, C. T., Groffman, P. M., Tierney, G. L., Fahey, T. J. et Hardy, J. P. (2003a). **Soil freezing and the acid-base chemistry of soil solutions in a northern hardwood forest**. *Soil Science Society of America Journal*. **67**: 1897-1908.
- Fitzhugh, R. D., Likens, G. E., Driscoll, C. T., Mitchell, M. J., Groffman, P. M., Fahey, T. J. et J.P., H. (2003b). **Role of soil freezing events in interannual patterns of stream chemistry at the hubbard brook experimental forest, New Hampshire**. *Environmental science & technology*. **37**: 1575-1580.
- Fitzpatrick, E. A. (1956). **An indurated soil horizon formed by permafrost**. *Journal of soil science*. **7**: 248-254.
- Francioso, O., Ciavatta, C., Tugnoli, V., Sanchez-Cortes, S. et Gessa, C. (1998). **Spectroscopic characterization of pyrophosphate incorporation during extraction of peat humic acids**. *Soil Science Society of America Journal*. **62**: 181-187.
- Fredrickson, J. K., Zachara, J. M., Kennedy, D. W., Kukkadapu, R. K., McKinley, J. P., Heald, S. M., Liu, C. et Plymale, A. E. (2004). **Reduction of TcO_4^- by sediment-associated biogenic Fe(II)**. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **68** (15): 3171-3187.
- Fridland, V. M. (1988). **The soil Map of the Russian Soviet Federative Socialist Republic at scale 1:2.5 M**. GUCK, Moscow.
- Fuge, R. et Johnson, C.C. (1986). **The geochemistry of iodine-a review**. *Environmental geochemistry and health*. **8** (2): 31-54.
- Fukui, M., Fujikawa, Y. et Satta, N. (1996). **Factors affecting interaction of radio iodide and iodate species with soil**. *Journal of environmental radioactivity*. **31** (2): 199-216.
- Garnham, G. W., Codd, G. A. et G.M., G. (1993). **Accumulation of technetium by cyanobacteria**. *Journal of applied phycology*. **5**: 307-315.
- Garnham, G. W., Codd, G. A. et Gadd, G. M. (1992). **Uptake of technetium by freshwater green microalgae**. *Applied microbiology and biotechnology*. **37**: 679-684.
- Gilbert, R. O. et Kinnison, R. R. (1981). **Statistical methods for estimating the mean variance from radionuclide data sets containing negative, unreported or less-than values**. *Health physics*. **40**: 377-390.
- Gilot, J. C. et Dommergues, Y. (1967). **Note sur le lithosol calcaire à mor de la station subalpine de la R.C.P.** **40**. *Revue d'écologie et de biologie du sol*. **IV** (3): 357-383.
- Gonzalez-Pérez, J. A., Gonzalez-Vila, F. J., Almendros, G. et Knicker, H. (2004). **The effect of fire on soil organic matter-a review**. *Environment international*. **30**: 855-870.
- Goryachkin, S. V., Karavaeva, N. A., Targulian, V. O. et Glazov, M. V. (1999). **Arctic soils: spatial distribution, zonality and transformation due to global change**. *Permafrost and periglacial processes*. **10** (3): 235-250.
- Green, N., Wilkins, B. T., Davidson, M. F. et Hammond, D. J. (1995). **The transfer of Plutonium, Americium and Technetium along the soil-pasture-cow pathway in an area of land reclaimed from the sea**. *Journal of environmental radioactivity*. **27**: 35-47.
- Green, N., Wilkins, B. T. et Hammond, D. J. (1996). **Transfer of radionuclides to crops in an area of land reclaimed from the sea**. *Journal of environmental radioactivity*. **31** (2): 171-187.
- Gribble, G. W. (2003). **The diversity of naturally produced organohalogens**. *Chemosphere*. **52**: 289-297.

- Gunnarsson, U., Malmer, N. et Rydin, H. (2002). **Dynamics or constancy in Sphagnum dominated mire ecosystems? A 40-year study.** *Ecography*. **25**: 685-704.
- Harms, A. V., Krijger, G. C., van Elteren, J. T. et Goeij (de), J. J. M. (1999). **Characterization of technetium species induced in spinach.** *Journal of environmental quality*. **28** (4): 1188-1194.
- Harris, S. A. (1987). **Influence of organic layer thickness on active-layer thickness.** *Erdkunde*. **41**: 275-285.
- Harris, S. A., French, H. M., Heginbottom, J. A., Johnston, G. H., Ladanyi, B., Sego, D. C. et van Erdingen, R. O. (1988). **La terminologie du pergélisol et notions connexes.** Conseil national de recherches du Canada, Ottawa. 154 pp.
- Hattink, J., Harms, A. V. et Goeij (de), J. J. M. (2003). **Uptake, biotransformation and elimination of ⁹⁹Tc in duckweed.** *The science of the total environment*. **312**: 59-65.
- Hayashi, M., van der Kamp, G. et Rudolph, D. L. (1998). **Water and solute transfer between a prairie wetland and adjacent uplands. 2. Chloride cycle.** *Journal of Hydrology*. **207**: 56-67.
- Heginbottom, J. A. (1989). **Processus géomorphologiques au Canada.** In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland. R. J. Fulton, Ed. Commission géologique du Canada. Vol. **1**:
- Heimsath, A. M., Dietrich, W. E., Nishiizumi, K. et Finkel, R. C. (1997). **The soil production function and landscape equilibrium.** *Nature*. **388**: 358-361.
- Henrot, J. (1989). **Bioaccumulation and chemical modification of Tc by soil bacteria.** *Health physics*. **57** (2): 239-245.
- Hill, T., Beckman, D., Ball, M., Smith, P. et Whelan, V. (2002). **Yukon Agriculture -State of the industry.** Government of Yukon, Whitehorse, Yukon. 48 pp.
- Hilly, J. et Haguenaer, B. (1979). **Lorraine Champagne.** Masson, Paris. 215 pp.
- Hömmö, L. et Pulli, S. (1993). **Winterhardiness of some winter wheat (*Triticum aestivum*), rye (*secale cereale*), triticale (x *Triticosecale*) and winter barley (*Hordeum vulgare*) cultivars tested at six locations in Finland.** *Agricultural science in Finland*. **2**: 311-327.
- Hoosbeek, M. R., Amundson, R. G. et Bryant, R. B. (2000). **Pedological modeling.** In: Handbook of soil science. M. E. Sumner, Ed. CRC Press, Boca Raton. E77-E116.
- Hoosbeek, M. R. et Bryant, R. B. (1994). **Developing and adapting soil process submodels for use in the pedodynamic Orthod model.** In: Quantitative modelling of soil forming processes. R. B. Bryant et R. W. Arnold, Ed. SSSA Special publication, Madison, WI. Vol. **39**: 111-128.
- Ishii, N., Tagami, K. et Uchida, S. (2004). **Physicochemical forms of technetium in surface water covering paddy and upland fields.** *Chemosphere*. **57**: 953-959.
- Jabiol, B., Brêthes, A., Ponge, J. F., Toutain, F. et Brun, J. J. (1995). **L'humus sous toutes ses formes.** ENGREF, Nancy.
- Jaillet, S. (2000). **Un karst couvert de bas-plateau : le Barrois : structure, fonctionnement, évolution.** Doctorat. Géographie physique. Bordeaux 3. Bordeaux. 710 pp.
- Jenny, H. (1941). **Factors of soil formation. A system of quantitative pedology.** McGraw-Hill, New-York.
- Jenny, H. (1961). **Derivation of state factor equation of soils and ecosystems.** *Soil Science Society of America Proceedings*. **25**: 385-388.
- Jopke, P., Bahadir, M., Fleckenstein, J. et Schnug, E. (1996). **Iodine determination in plant materials.** *Communications in soil science and plant analysis*. **27** (3-4): 741-751.
- Kabata-Pendias, A. et Pendias, H. (1992). **Trace elements in soils and plants.** CRC Press, Boca Raton.

- Keller, T. (2001). **Site Meuse/Haute-Marne, Mise à jour des données de climat et de végétation passés**. C RP 1UMR 01-002. Andra, Chatenay-Malabry. 79 pp.
- Keppler, F., Biester, H., Putschew, A., Silk, P. J., Schöler, H. F. et Müller, G. (2004). **Organoiodine formation during humification in peatlands**. *Environmental chemistry letter*. **1**: 219-223.
- Kimble, J. M. (2004). **Cryosols - Permafrost-Affected Soils**. Springer-Verlag, Berlin. 726 pp.
- Koch-Steindl, H. et Pröhl, G. (2001). **Considerations on the behaviour of long-lived radionuclides in the soil**. *Radiation and Environmental Biophysics*. **40**: 93-104.
- Komornicki, T. (1975). **Gleby Tatrzańskiego Parku Narodowego. Cz. I. Obszar wschodni od Doliny Białej Wody po Kopieńce**. *Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej PAN*. **4**: 101-130.
- Konyushkov, D. Y. (1994). **The main regularities of soil formation on calcareous rocks of the North**. Meeting on the classification, correlation and management of permafrost-affected soils, J. M. Kimble et R. J. Ahrens, USDA. pp 66-76.
- Krijger, G. C., Harms, A. V., Leen, R., Verburg, T. G. et Wolterbeek, H. T. (1999b). **Chemical forms of technetium in tomato plants; TCO₄⁻, Tc-cysteine, Tc-glutathione and Tc proteins**. *Environmental and experimental botany*. **42**: 69-81.
- Krijger, G. C., Kollöffel, C. et H.T., W. (2000). **Effect of nitrate on uptake of pertechnetate by tomato plants**. *Journal of environmental quality*. **29** (3): 866-870.
- Krijger, G. C., van Vliet, P. M. et Wolterbeek, H. T. (1999a). **Metal speciation in xylem exudate of *Lycopersicon esculentum* Mill-technetium**. *Plant and soil*. **212** (2): 165-173.
- Linnell, K. A. et Tedrow, J. C. (1981). **Soil and permafrost surveys in the arctic**. Clarendon press, Oxford. 279 pp.
- Liu, C. X., Gorby, Y. A., Zachara, J. M., Fredrickson, J. K. et Brown, C. F. (2002). **Reduction kinetics of Fe(III), Co(III), U(VI), Cr(VI) and Tc(VII) in cultures of dissimilatory metal-reducing bacteria**. *Biotechnology and bioengineering*. **80** (6): 637-649.
- Lloyd, J. R., Sole, V. A., Van Praagh, C. V. G. et Lovley, D. R. (2000). **Direct and Fe(II)-Mediated Reduction of Technetium by Fe(III)-Reducing Bacteria**. *Appl. Environ. Microbiol.* **66** (9): 3743-3749.
- Maes, A., Bruggeman, C., Geraedts, K. et Vancluysen, J. (2003). **Quantification of the interaction of Tc with dissolved Boom clay humic substances**. *Environmental science & technology*. **37**: 747-753.
- Mahieu, N., Powlson, D. S. et Randall, E. W. (1999). **Statistical analysis of published carbon-13 CPMAS NMR spectra of soil organic matter**. *Soil Science Society of America Journal*. **63**: 307-319.
- Maillant, S., Gury, M. et Jauzein, M. (2005). **Essai de contrôle de terrain de la vitesse de l'érosion sur les plateaux calcaires du Barrois: pédogenèse et érosion**. Andra, Châtenay-Malabry.
- Matsuoka, N. (2001). **Solifluction rates, processes and landforms: a global review**. *Earth-science reviews*. **55**: 107-134.
- Mercier, F., Moulin, V., Guittet, M. J., Barré, N., Gautier-Soyer, M., Trocellier, P. et Toulhoat, P. (2002). **Applications of new surface analysis techniques (NMA and XPS) to humic substances**. *Organic Geochemistry*. **33**: 247-255.
- Miller, A. J., Amundson, R., Burke, I. C. et Yonker, C. (2004). **The effect of climate and cultivation on soil organic C and N**. *Biogeochemistry*. **67**: 57-72.
- Minasny, B. et McBratney, A. B. (1999). **A rudimentary mechanistic model for soil production and landscape development**. *Geoderma*. **90**: 3-21.

- Minasny, B. et McBratney, A. B. (2001). **A rudimentary mechanistic model for soil formation and landscape development. II. A two-dimensional model incorporating chemical weathering.** *Geoderma*. **103**: 161-179.
- Moore, J. P., Swanson, D. K., Fox, C. A. et Ping, C. L. (1993). **Guide book - Alaska portion.** International correlation meeting on permafrost affected soils, USDA soil conservation service, Lincoln, NE.
- Muramatsu, Y., Uchida, S., Sriyotha, P. et Sriyotha, K. (1990). **Some considerations on the sorption and desorption phenomena of iodide and iodate on soil.** *Water, air and soil pollution*. **49**: 125-138.
- Muramatsu, Y., Uchida, S., Sumiya, M., Ohmomo, Y. et Obata, H. (1989). **Trace experiments on transfer of radio-iodine in the soil-rice plant system.** *Water, air and soil pollution*. **45**: 157-171.
- Muramatsu, Y. et Wedepohl, K. H. (1998). **The distribution of iodine in the earth's crust.** *Chemical geology*. **147** (3-4): 201-216.
- Muramatsu, Y., Yoshida, S., Ban-nai, T. et Amachi, S. (2002). **Behaviour of iodine in the soil-plant system.** *Radioprotection-Colloques*. **37**: C1.479-C1.484.
- Muramatsu, Y., Yoshida, S., Fehn, U., Amachi, S. et Ohmomo, Y. (2004). **Studies with natural and anthropogenic iodine isotopes: iodine distribution and cycling in the global environment.** *Journal of environmental radioactivity*. **74**: 221-232.
- Nakonechnaya, M. A. et Yavtushenko, V. Y. (1989). **Differences in agroecological conditions on North and South facing slopes of the central chernozem region.** *Soviet soil science*. **21** (2): 12-21.
- Niemeyer, J., Chen, Y. et Bollag, J. M. (1992). **Characterization of humic acids, composts, and peat by diffuse reflectance fourier-transform infrared spectroscopy.** *Soil Science Society of America Journal*. **56**: 135-140.
- Oestling, O., Kopp, P. et Burkart, W. (1989). **Foliar uptake of Cesium, Iodine and Strontium and their transfer to the edible parts of beans, potatoes and radishes.** *Radiation Physics and Chemistry*. **33** (6): 551-554.
- Ostroumov, V. E. (1998). **Impact of freezing on distribution of ions in soils.** *Eurasian soil science*. **31** (5): 555-560.
- Padbury, G., Waltman, S., Caprio, J., Coen, G., McGinn, S., Mortensen, D., Nielsen, G. et Sinclair, R. (2002). **Agroecosystems and land resources of the Northern Great Plains.** *Agronomy Journal*. **94** (2): 251-261.
- Party, J. P. (1982). **Inter-relations sol-faune en milieux à fortes contraintes.** Mémoire d'ingénieur. Science du sol. ENSAM. Montpellier. 76 pp.
- Paultre, S. (2002). **Extension de la caractérisation pédologique des environs du site Meuse-Haute-Marne.** C NT ASTR 02-045/A. Andra, Châtenay-Malabry. 66 pp.
- Quinty, F. et Rochefort, L. (2003). **Peatland restoration guide,** Québec. 106 pp.
- Rädlinger, G. et Heumann, K. G. (2000). **Transformation of iodide in natural and wastewater systems by fixation on humic substances.** *Environmental science & technology*. **34**: 3932-3936.
- Rancon, D. (1988). **Comparative study of radioactive iodine behaviour in soils under various experimental and natural conditions.** *Radiochimica acta*. **44-45** (1): 187-193.
- Reiller, P. et Moulin, V. (2002). **Influence of organic matter in the prediction of iodine migration in natural environment.** Scientific basis for nuclear waste management, R. J. Finch et B. D. B., Material research society.

- Rember, R. D. et Trefry, J. H. (2004). **Increased concentrations of dissolved trace metals and organic carbon during snowmelt in rivers of the Alaskan Arctic.** *Geochimica et cosmochimica acta.* **68** (3): 477-489.
- Reynolds, E. S. (1963). **The use of lead citrate at high pH as an electron opaque stain in electron microscopy.** *Journal of cell biology.* **17**: 176-191.
- Rondeau, M. et Palma-Lopez, D. (1991). **Secteur de référence agropédologique de Barrois. Etude pédologique.** Conseil régional de Lorraine. 105 pp.
- Rouiller, J., Burtin, G. et Souchier, B. (1972). **La dispersion des sols dans l'analyse granulométrique. Méthode utilisant les résines échangeuses d'ions.** *Bulletin de l'ENSAIA.* **XIV**: 193-205.
- Saas, A., Grauby, A., Colle, C., Denardi, J. L., Nomura, T. et Joyer, P. (1981). **Evolution physico-chimique du technetium 99 et du selenium 79 dans les sols.** Environmental migration of long-lived radionuclides, IAEA, Ed. Knoxville, IAEA. pp 263-273.
- Schimmack, W., Bunzl, K. et Klotz, D. (1993). **Infiltration of radionuclides with high mobility (⁸²Br and ^{95m}Tc) into a forest soil. Effect of the irrigation intensity.** *The Science of The Total Environment.* **138** (1-3): 169-181.
- Schmidt, M. W. I., Skjemstad, O., Gehrt, E. et Kögel-Knaber, I. (1999). **Charred organic carbon in german chernozemic soils.** *European journal of soil science.* **50**: 351-365.
- Schmidt, S. K. et Lipson, D. A. (2004). **Microbial growth under the snow: implications for nutrient and allelochemical availability in temperate soils.** *Plant and soil.* **259**: 1-7.
- Scholtus, N. (2003). **Altération pédogénétique des argilites du Callovo-Oxfordien soumises à la végétalisation.** PhD. Sciences agronomiques. INPL. Vandoeuvre les nancy. 169 pp.
- Schreier, H. et Lavkulich, L. M. (1985). **Rendzina-type soils in the Ogilvie mountains, Yukon territory.** *Soil Science.* **139** (1): 2-12.
- Schulten, H. R. et Leinweber, P. (2000). **New insight into organic-mineral particles: composition, properties and models of molecular structure.** *Biology and fertility of soils.* **30**: 399-432.
- SCWG (1998). **The canadian system of soil classification.** Agriculture and Agri-Food Canada Publication, Ottawa. 187 pp.
- Senesi, N., D'Orazio, V. et Ricca, G. (2003). **Humic acids in the first generation of eurosoils.** *Geoderma.* **116**: 325-344.
- Service de la carte géologique de la France (1962a). **Carte géologique de la france à 1:50.000. 265. Joinville. Feuille XXXI - 16.** IGN, Orléans.
- Service de la carte géologique de la France (1962b). **Carte géologique de la france à 1:50.000. 227. Bar-le-Duc. Feuille XXXI - 15.** IGN, Orléans.
- Service de la carte géologique de la France (1965). **Carte géologique de la france à 1:50.000. 301. Doulaincourt. Feuille XXXI - 17.** IGN, Orléans.
- Shaw, G., Wadey, P. et Bell, J. N. (2004). **Radionuclide transport above a near-surface water table: IV.soil migration and crop uptake of chlorine-36 and technetium-99, 1990 to 1993.** *Journal of environmental quality.* **33**: 2272-2280.
- Sheppard, M. I. et Hawkins, J. L. (1995). **Iodine and microbial interactions in an organic soil.** *Journal of environmental radioactivity.* **29** (2): 91-109.
- Sheppard, M. I., Hawkins, J. L. et Smith, P. A. (1996). **Linearity of iodine sorption and sorption capacities for seven soils.** *Journal of environmental quality.* **25** (1261-1267).
- Sheppard, M. I., Motycka, M. et P.A., S. (1997). **Soil sorption of iodine: effects of pH and enzymes.** COG-97-25-I. AECL, Pinawa. 35 pp.

- Sheppard, M. I. et Thibault, D. H. (1988). **Migration of Technetium, Iodine, Neptunium and Uranium in the peat of two minerotrophic mires.** *Journal of environmental quality.* **17** (4): 644-653.
- Sheppard, M. I. et Thibault, D. H. (1992). **Chemical behaviour of iodine in organic and mineral soils.** *Applied Geochemistry.* **7** (3): 265-272.
- Sheppard, M. I., Thibault, D. H. et J.H., M. (1987). **Element leaching and capillary rise in sandy cores: experimental results.** *Journal of environmental quality.* **16** (2): 273-284.
- Sheppard, M. I., Thibault, D. H. et Smith, P. A. (1989). **Iodine dispersion and effects on groundwater chemistry following a release to a peat bog, Manitoba, Canada.** *Applied Geochemistry.* **4**: 423-432.
- Sheppard, M. I., Vandergraaf, T., Thibault, D. H. et Keith Reid, J. A. (1983). **Technetium and uranium: sorption by and plant uptake from peat and sand.** *Health physics.* **44** (6): 635-643.
- Sheppard, S. C. et Evenden, W. G. (1988). **The assumption of linearity in soil and plant concentrations ratios: an experimental evaluation.** *Journal of environmental radioactivity.* **7**: 221-247.
- Sheppard, S. C. et Evenden, W. G. (1991). **Can aquatic macrophytes mobilize technetium by oxidizing their rhizosphere.** *Journal of environmental quality.* **20**: 738-744.
- Sheppard, S. C. et Motycka, M. (1997). **Is the Akagare phenomenon important to iodine uptake by wild rice?** *Journal of environmental radioactivity.* **37** (3): 339-353.
- Sheppard, S. C., Sheppard, M. I. et W.G., E. (1990). **A novel method used to examine variation in Tc sorption among 34 soils, aerated and anoxic.** *Journal of environmental radioactivity.* **11**: 215-233.
- Simonoff, M., Kijhniak, T. V., Sergeant, C., Vesvres, M. H., Pravikoff, M. S., Leclerc-Cessac, E., Echevarria, G. et Denys, S. (2003). **Technetium species induced in maize as measured by phosporimager and spectrophotometry.** *Journal of environmental radioactivity.* **70** (1-2): 139-154.
- Sjögersten, S. et Wookey, P. A. (2004). **Decomposition of mountain birch leaf litter at the forest-tundra ecotone in the Fennoscandian mountains in relation to climate and soil conditions.** *Plant and soil.* **262**: 215-227.
- Smith, C. A. S., Meikle, J. C. et Roots, C. F. (2004). **Ecoregions of the Yukon Territory - Biophysical Properties of a Yukon Landscape.** Agriculture and Agri-Food Canada, Ottawa.
- Sokolov, I. A. et Konyushkov, D. Y. (1998). **Soils and the soil mantle of the northern circumpolar region.** *Eurasian soil science.* **31** (11): 1179-1193.
- Spaltenstein, H. (1985). **Caractérisation de deux sols alpins minces sur calcaire dur dans le lapiaz du Sanetsch.** *Bulletin de la société vaudoise de sciences naturelles.* **367** (77): 245-254.
- Stewart, B. W., Capo, R. C. et Chadwick, O. A. (1998). **Quantitative strontium isotope models for weathering, pedogenesis and biogeochemical cycling.** *Geoderma.* **82**: 173-195.
- Swanson, D. K. (1996). **Soil geomorphology on bedrock and colluvial terrain with permafrost in central Alaska, USA.** *Geoderma.* **71**: 157-172.
- Swinehart, A. et Starks, G. D. (1994). **A record of the natural history and anthropogenic senescence of an Indiana tamarack bog.** *Proceedings of the Indiana academy of science.* **103** (3-4): 225-239.
- Tagami, K. et Uchida, S. (1999). **Chemical transformation of technetium in soil during the change of soil water conditions.** *Chemosphere.* **38** (5): 963-971.

- Tan, B. S. (1983). **Rôles du sol dans la régénération du sapin et du climat dans le reboisement des combes à l'étage montagnard du Jura**. PhD. Biologie et physiologie végétale. Nancy I. Nancy. 126 pp.
- Tarnocai, C., Smith, C. A. S. et Fox, C. A. (1993). **International tour of permafrost affected soils-the yukon and Northwest Territories of Canada**. Agriculture Canada, Ottawa, Canada. 197 pp.
- Tedrow, J. C. F. (1975). **Soils of the polar landscapes**. Rutgers university press, New Brunswick. 638 pp.
- Tesson, S. (2004). **L'axe du loup - de la Sibérie à l'Inde sur les pas des évadés du Goulag**. Robert Laffont, Paris. 216 pp.
- Texier, D. (2003). **HAVL-Argile Meuse/Haute-Marne : Scénarios d'évolution climatique future**. C RP ASMG 03 40/A. Andra, Châtenay-Malabry. 44 pp.
- Texier, D. et Leclerc-Cessac, E. (2004). **Les biosphères de référence, site de Meuse Haute-Marne**. C.RP.ASMG.03.104. Andra, Châtenay-Malabry. 47 pp.
- TFA (2000). **Northwest territories agriculture - State of the Industry**. Territorial Farmers Association. 39 pp.
- Tikhova, V. D., Shakirov, M. M., Fadeeva, V. P., Dergacheva, M. I., Kallas, E. V. et Orlova, L. A. (2001). **Elemental content and functional group analysis of humic acids in fossilized soils of different ages**. *Russian journal of applied chemistry*. **74** (8): 1380-1384.
- Torre, F. et Fauquette, S. (1998). **Estimation des valeurs des paramètres abiotiques pour les trois biomes majeurs atant existé en France au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire**. C RP IUMR 98-002. Andra, Châtenay-Malabry. 88 pp.
- Turc, L. (1961). **Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle, formule simplifiée et mise à jour**. *Annales agronomiques*. **12**: 13-49.
- Ugolini, F. C. (1986). **Pedogenic zonation in the well-drained soils of the arctic regions**. *Quaternary research*. **26**: 100-120.
- Ugolini, F. C. (1990). **Contemporary pedogenic processes in the Arctic: brunification**. *Science du sol*. **28** (4): 333-348.
- Ugolini, F. C. et Tedrow, J. C. F. (1963). **Soils of the Brooks range, Alaska: 3. Rendzina of the Arctic**. *Soil Science*. **96**: 121-127.
- Valentines, R. C. (1961). **Contrast enhancement in the electron microscopy of viruses**. *Advances in virus research*. **8**: 287-290.
- van Krevelen, D. W. (1961). **Graphical-statistical method for the study of structure and reaction processes of coal**. *Fuel*. **29**: 269-284.
- van Vliet-Lanoë, B. (1985). **Frost effects in Soils**. In: Soils and quaternary landscape evolution. Boardman J., Ed. John Wiley & Sons Ltd. pp : 117-158.
- van Vliet-Lanoë, B. (1988). **Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest**. Doctorat d'Etat. Géographie. Paris I -Sorbonne. Caen. 854 pp.
- van Vliet-Lanoë, B. (1991). **Differential frost heave, load casting and convection: converging mechanisms; a discussion of the origin of cryoturbations**. *Permafrost and periglacial processes*. **2**: 123-139.
- van Vliet-Lanoë, B. (1995). **Solifluxion et transferts illuviaux dans les formations périglaciaires litées. Etat de la question**. *Géomorphologie: Relief, processus, environnement*. **2**: 85-113.
- van Vliet-Lanoë, B. (2005). **La planète des glaces. Histoire et environnements de notre ère glaciaire**. Vuibert. 488 pp.

- van Vliet-Lanoë, B. et Guillocheau, F. (1995). **Evolution de l'enregistrement pédosédimentaire depuis 150 ka en France du NW et en Belgique : biorhexistasie et bilans sédimentaires.** *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, série IIa*. **320**: 419-426.
- Villemin, G., Mansot, J. L., Watteau, F., Ghanbaja, J. et Toutain, F. (1995). **Etude de la biodégradation de la matière organique végétale du sol par la spectroscopie des pertes d'énergie d'électrons transmis (EELS) : répartition du carbone, de l'azote et évaluation du rapport C/N au niveau ultrasctructural *in situ*.** *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris, série IIa*. **321**: 861-868.
- Warner, J. A., Casey, W. H. et Dahlgren, R. A. (2000). **Interaction kinetics of I₂(aq) with substituted phenols of humic substances.** *Environmental science & technology*. **34**: 3180-3185.
- Watteau, F., Villemin, G., Mansot, J. L., Ghanbaja, J. et Toutain, F. (1996). **Localization and characterization by electron energy loss spectroscopy (EELS) of the brown cellular substances of beech roots.** *Soil biology and biochemistry*. **28** (10/11): 1327-1332.
- Weast, R. C., Astle, M. A. et Beyer, W. H. (1985). **CRC Handbook of chemistry and physics.** CRC Press, Boca Raton.
- Whitehead, D. C. (1973). **Uptake and distribution of Iodine in grass and clover plants grown in solution culture.** *Journal of Sci. Food Agric*. **24**: 43-50.
- Whitehead, D. C. (1984). **The distribution and transformations of iodine in the environment.** *Environment international*. **10**: 321-339.
- Wildung, R. E., Garland, T. R., McFadden, K. M. et Cowan, C. E. (1986). **Technetium sorption in surface soils.** *In: Technetium in the environment.* G. Desmet et C. Myttenaere, Ed. Elsevier applied science publishers, London.
- Wildung, R. E., McFadden, K. M. et Garland, T. R. (1979). **Technetium sources and behaviour in the environment.** *Journal of environmental quality*. **8** (2): 156-161.
- Yoshida, S., Muramatsu, Y. et Uchida, S. (1995). **Adsorption of I- and IO₃- onto 63 japanese soils.** *Radioisotopes*. **44**: 837-845.
- Yuita, K. (1992). **Dynamics of iodine, bromine and chlorine in soil.** *Soil science and plant nutrition*. **38** (2): 281-287.
- Yuita, K., Tanaka, T., Abe, S. et Aso, S. (1991). **Dynamics of iodine, bromine and chlorine in soil.** *Soil science and plant nutrition*. **37** (1): 61-73.
- Zech, W., Haumaier L., Kögel-Knabner I. (1989). **Changes in aromaticity and carbon distribution of soil organic matter due to pedogenesis.** *The science of the total environment*. **81/82**: 179-186.

Table des figures

Figure I.1. Exemple d'une toposéquence sur roche calcaire dure.....	22
Figure I.2. Processus pédologiques en Arctique : estimation qualitative de leur fréquence	26
Figure I.3. Epaisseur de la couche active selon l'altitude et l'exposition, dans les montagnes du Yukon, sur roche mère acide.....	28
Figure I.4. Toposéquence schématique au Col du Galibier.....	39
Figure I.5. Spectres biochimiques de la matière organique de cinq types d'humus.....	45
Figure I.6. Diagramme de stabilité Eh-pH du technétium	47
Figure I.7. Diagramme de stabilité Eh-pH de l'iode.....	52
Figure II.1. Morphologie, réseau hydrographique et régions naturelles de la Lorraine-Champagne. Localisation du Barrois et de la région de référence.....	60
Figure II.2. Coupe schématique des coteaux du Kimméridgien montrant l'alternance de bancs calcaires et marneux.....	61
Figure II.3. Aspect général du Barrois. Les affleurements calcaires du Kimméridgien sont visualisés par la différence de couleur (maturité) des cultures.	62
Figure II.4. Contours de la région de référence.....	63
Figures II.5 a et b. Localisation des sites échantillonnés en France, y compris la région de référence, et au Canada ..	68
Figure II.6. Toposéquence schématique des unités de sols du plateau du Barrois.....	81
Figure II.7. Teneur en $C_{organique}$ des horizons de surface des sols analogues, classés par occupation du sol et par teneur croissante	103
Figure II.8. Distribution du $C_{organique}$ dans les trois fractions (humine, AH, AF) et rapport AF/AH pour les 18 sols, classés selon leur région climatique.....	105
Figure II.9. ACP sur les caractéristiques de la matière organique.....	106
Figure II.10. Composition élémentaire (%) des AH des sols échantillonnés, classés par type de végétation.....	107
Figure II.11. Diagramme de van Krevelen des acides humiques	108
Figure II.12. ACP des rapports atomiques élémentaires des AH	108
Figure II.13. Spectres DRIFT de quatre AH, représentatifs des différents types de spectres obtenus	111
Figure II.14. Spectres DRIFT des AH des deux sols analysés en RMN.....	114
Figures II.15 a et b. ACP des caractéristiques physico-chimiques des sols.	119
Figure II.16. ACP des caractéristiques physico-chimiques des sols et des caractéristiques climatiques.....	120
Figure III.1. Evolution du K_d du technétium en fonction du temps d'incubation.....	143
Figures III.2 a et b. Eh-pH des sachets en fin d'incubation avec la limite d'équilibre Fe^{2+}/Fe^{3+}	143
Figures III.3 a et b. Production journalière de CO_2 pendant l'incubation préparatoire	144
Figure III.4. Activité microbienne cumulée au bout de 6 jours d'incubation, pour les deux températures et le témoin à 20°C.....	145
Figure III.5. Rétention du Tc et conditions physico-chimiques en fin d'incubation (temps d'incubation : 3 mois) ..	148
Figure III.6. Relation entre l'adsorption et l'activité microbienne pour chaque sol	151

Figure IV.1. Dispositif expérimental de la tourbière	166
Figure IV.2. Teneur en I (représentée par $\log[I]$) dans la nappe, en 2002, en fonction de la profondeur et de la distance du tube d'injection.....	172
Figures IV.3. a et b. Distribution spatiale de l'iode dans la nappe de la tourbière à 40 (gauche) et à 90 cm (droite) en 1987 (haut) et en 2002 (bas).....	172
Figures IV.4. a et b. Evolution au cours du temps de $[I]_{\text{nappe}}$, représentée par $\log[I]$, à 90 cm (IV.4.a, ci-dessus) et à 40 cm (IV.4.b, ci-dessous) de profondeur	173
Figure IV.5. K_d de l'iode dans la tourbière en 2002 en fonction de la profondeur et de la distance au tube d'injection	174
Figure IV.6. Evolution temporelle et spatiale de K_d de l'iode.....	175
Figure IV.7. K_d de l'iode en 2002 en fonction de sa concentration dans la solution du sol et dans la phase solide ($\log$)	176
Figure IV.8. Relation entre la $[I]_{\text{solution du sol}}$ et K_d , cumulant tous les résultats disponibles pour la tourbière	176
Figures IV.9. a et b. Spectres ^{13}C CP/MAS RMN des échantillons de 0-30 cm (gauche) et 30-50 cm (droite).....	179
Figures IV.10. a et b. Spectres ^1H RMN des échantillons de 0-30 cm (gauche) et 30-50 cm (droite)	180
Figure IV.11. Spectres DRIFT des différents échantillons de la tourbe.....	181
Figures IV.12 a, b et c. Macro-restes de l'échantillon de surface en MET	183
Figures IV.13 a et b. Matière amorphe de l'échantillon de surface en MET.....	184
Figures IV.14 a et b. Matière amorphe de l'échantillon profond en MET	184
Figures IV.15 a et b. Spectres EDX de substances polyphénoliques de la matière amorphe de l'horizon de surface (gauche) et de l'horizon profond (droite).....	185

Table des tableaux

Tableau I.1. Effets du climat sur le fonctionnement du sol, cas des basses températures	20
Tableau I.2. Principaux sols de toundra, steppe froide continentale et forêt boréale	25
Tableau I.3. Propriétés de certains isotopes radioactifs de I et de Tc (Weast <i>et al.</i> , 1985).....	46
Tableau I.4. Evolution possible de sols issus de matériaux parentaux calcaires au cours d'un refroidissement climatique et conséquences sur le comportement de l'iode et du technétium	55
Tableau II.1. Caractéristiques climatiques des biomes périglaciaires	66
Tableaux II.2 et II.3. Données climatiques des sites échantillonnés	69
Tableau II.4. Codification des profils	73
Tableau II.5. Minéraux présents dans les horizons A des unités 4, 5 et 6	83
Tableau II.6. Minéraux présents dans les horizons de l'unité 3.....	84
Tableau II.7. Caractéristiques de la MO de quatre sols de la région de référence	85
Tableau II.8. Caractéristiques physico-chimiques des horizons de surface des sols	88
Tableau II.9. Profils des sols analogues échantillonnés dans le Pays de Bray	90
Tableau II.10. Profils des sols analogues échantillonnés dans le Jura	93
Tableau II.11. Sols de la région tempérée continentale (Elora, Ontario, Canada).....	94
Tableau II.12. Profils des sols analogues échantillonnés en forêt boréale.....	97
Tableau II.13. Profils des sols analogues échantillonnés en steppe froide	98
Tableau II.14. Caractéristiques de la matière organique.....	104
Tableau II.15. Interprétation des bandes d'absorption obtenues en DRIFT.....	110
Tableau II.16. Distribution de C (en %) dans les quatre régions de déplacement chimique des spectres ¹³ C RMN ..	113
Tableau II.17. Evapotranspiration et bilan climatique	116
(classement selon le bilan climatique décroissant).....	116
Tableau II.18. Processus pédologiques observés dans les régions analogues étudiées	118
Tableau II.19. Scénarios d'évolution des sols du plateau du Barrois en conditions périglaciaires.....	130
Tableau II.20. Evolution des caractéristiques physico-chimiques des sols.....	133
Tableau III.1. Coefficient de distribution (K_d , l.kg ⁻¹) pour chaque sol (moyennes et écart-types).....	142
Tableau III.2. Evolution du K_d moyen au cours du temps pour les deux régions analogues (moyennes et écart-type) (l.kg ⁻¹).....	142
Tableau III.3. Coefficient de distribution (K_d en l.kg ⁻¹) de l'iode pour chaque modalité.....	146
Tableau III.4. Coefficient de distribution (K_d) pour chaque traitement	147
Tableau III.5. K_d obtenus par l'incubation à la CC (en blanc) et en suspensions de sol à 20°C (en grisé)	150

Tableaux IV.1 a et b. Caractéristiques physico-chimiques de la tourbière.....	165
Tableau IV.2. Echantillons et analyses	168
Tableau IV.3. Synthèse des gammes de variation des concentrations en iode et de Kd en 1987 et en 2002.	175
Tableau IV.4. Teneur en I des végétaux prélevés dans la tourbière	177
Tableaux IV.5. a et b. Caractéristiques des fractions granulométrique et chimique de la tourbe.....	178

Table des abréviations

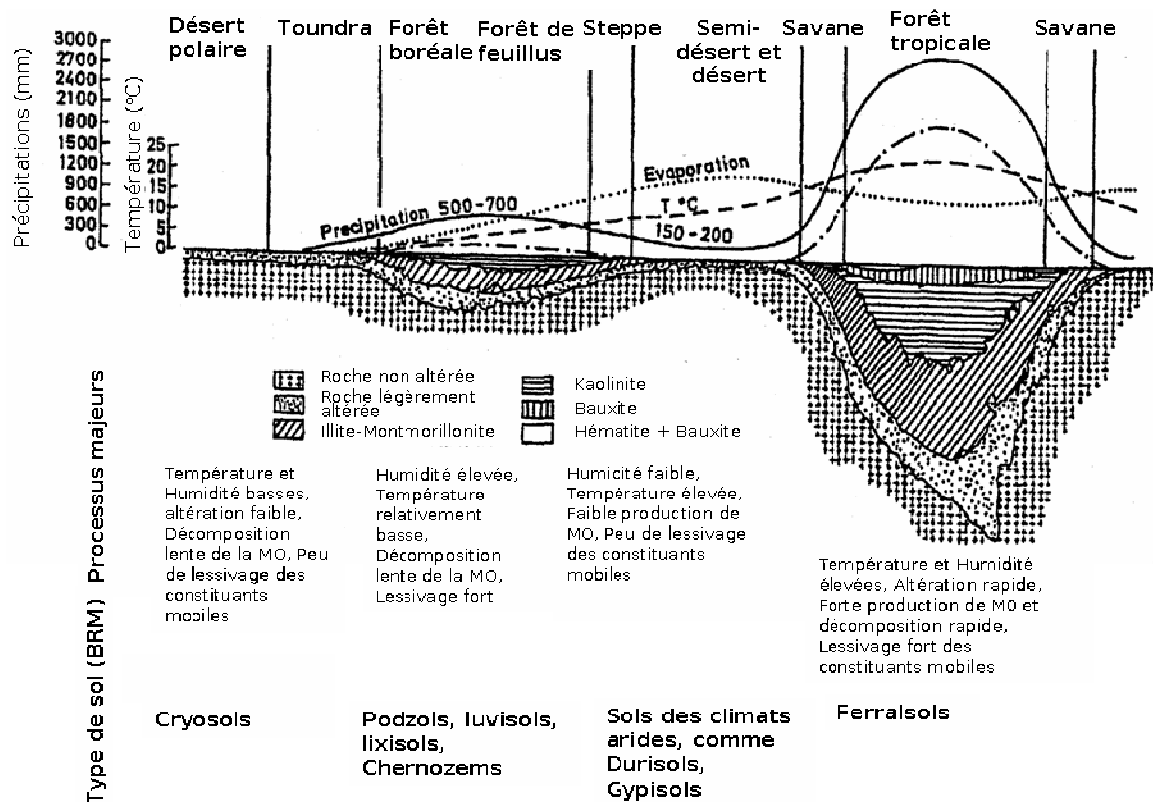
ACP	: Analyse en composantes principales
AF	: Acides Fulviques
AH	: Acides Humiques
Andra	: Agence Nationale pour la gestion des Déchets Radioactifs
B	: zone climatique « Boréal »
CEC	: Capacité d'Echange Cationique
C/N	: rapport de la teneur en Carbone organique sur la teneur en Azote total
CP/MAS	: Cross Polarization Magic Angle Spinning
CR	: Concentration Ratio
DRX	: diffraction aux rayons X
ETP	: Evapotranspiration potentielle
FTIR	: Spectroscopie Infra-rouge à Transformée de Fourier
HAVL	: déchets radioactifs à Haute Activité et à Vie Longue
I	: Iode
M	: zone climatique « Montagne »
MO	: Matière Organique
PMA	: Précipitations moyennes annuelles
RMN	: Résonance Magnétique Nucléaire
RFS	: Règle Fondamentale de Sécurité
RN	: Radionucléide
S	: zone climatique « Steppe »
TB	: zone climatique « Tempéré Barrois »
Tc	: Technétium
TC	: zone climatique « Tempéré Canada »
TMA	: Température Moyenne Annuelle
TO	: zone climatique « Tempéré Océanique »
WRB	: World Reference Base

Annexes

Annexes de la première partie

Annexe I.1. Schéma d'altération des matériaux géologiques superficiels en fonction du climat et évolution des sols sus-jacents

(Strakhov, 1967, modifié par Birkeland, 1999 ; traduction libre de l'auteur)

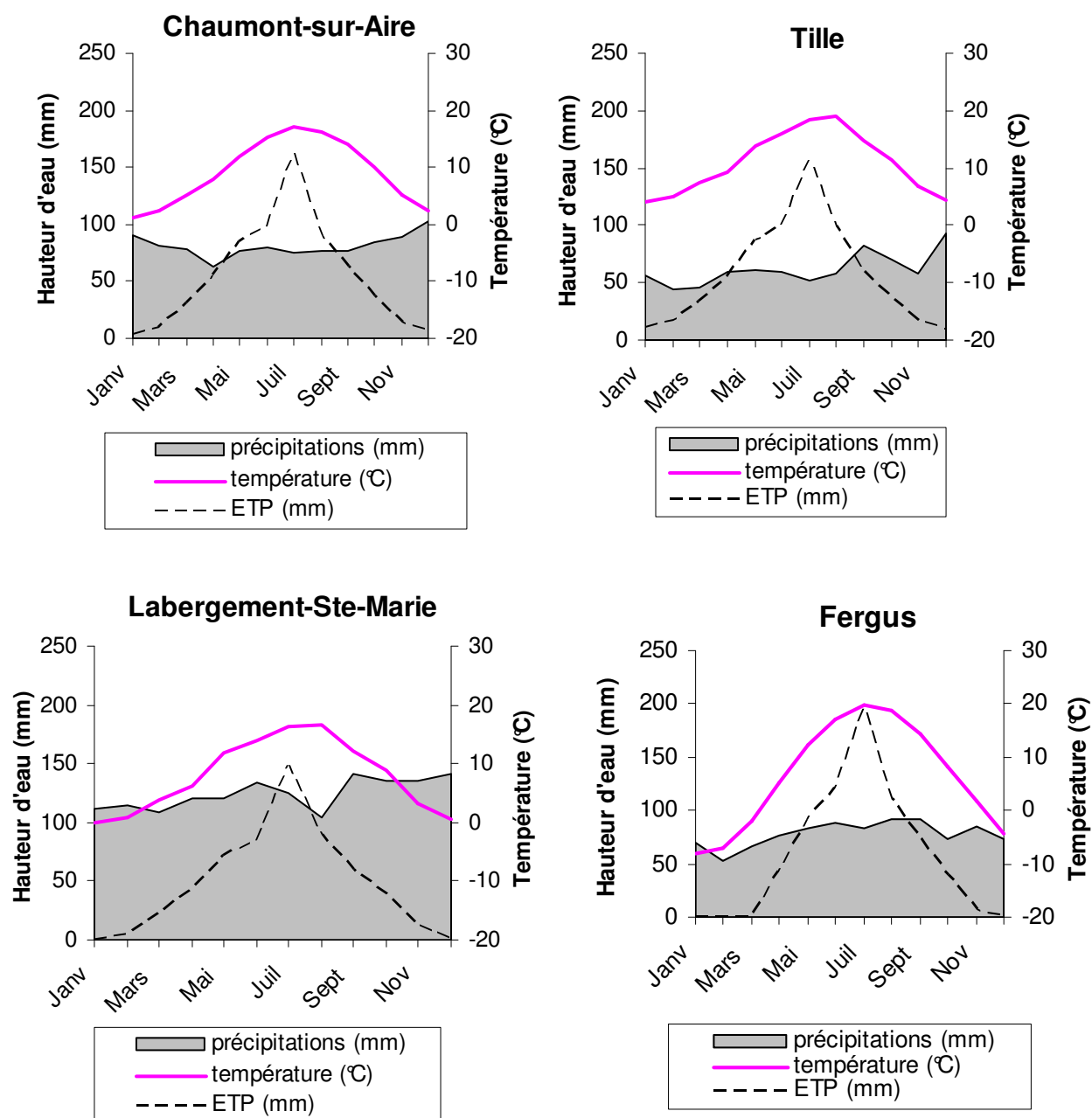


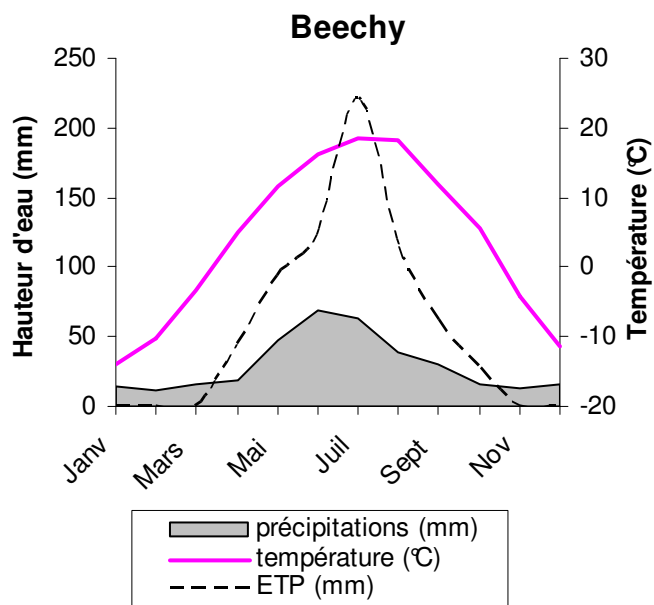
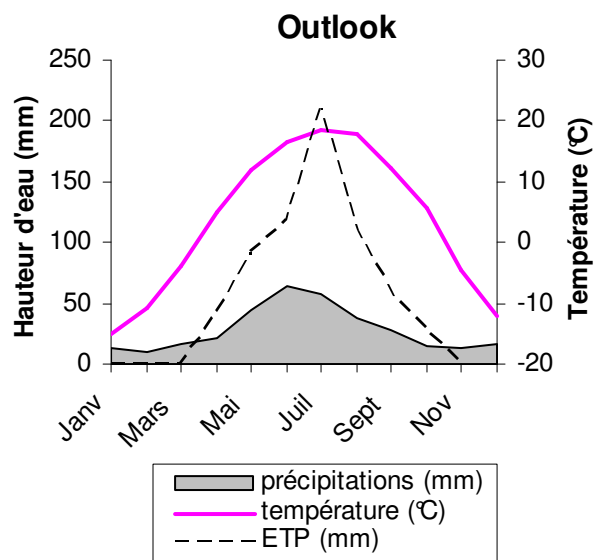
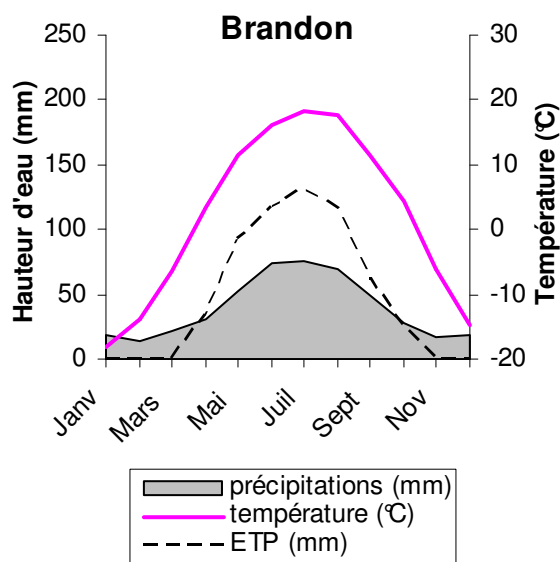
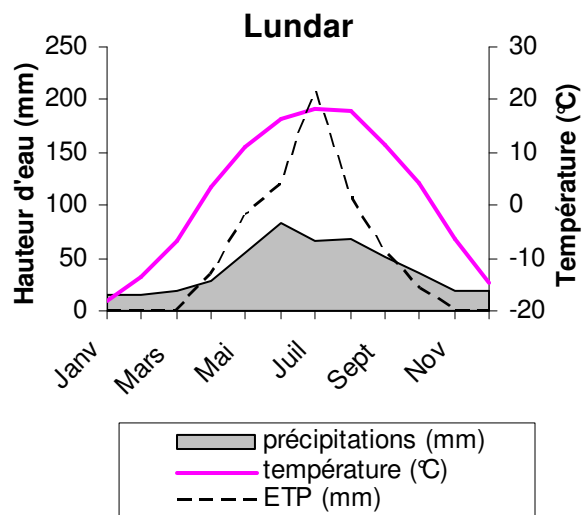
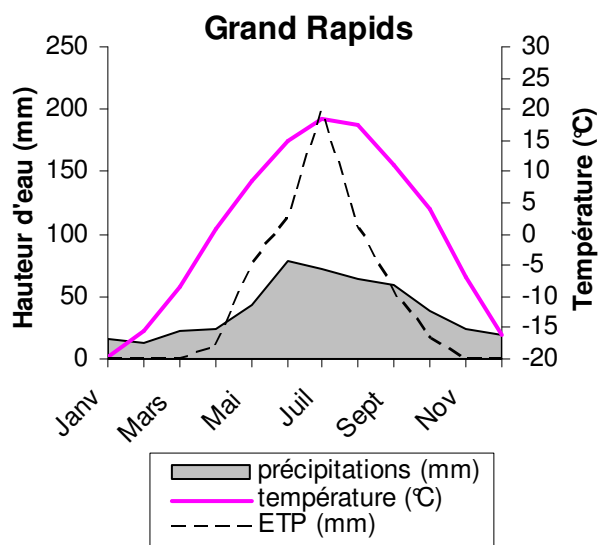
Annexe I.2. Données sur l'agriculture dans les biomes froids

	Lieu de l'observation	Source	Cultures
Toundra	Pechora (République de Komi)	Enviros, comm. pers.	orge à ensiler, navet, rutabaga, oignon, radis et racines fourragères
Steppe froide	Russie : Chelyabinsk, Verkhneural'sk et Bredy	Enviros, comm. pers.	blé de printemps, avoine, orge, seigle, millet, pois, maïs et tournesol pour ensilage, pomme de terre, carotte, betterave, oignon, concombre, chou blanc, cassis, framboise, poire, pomme, groseille à maquereaux.
Steppe froide	Canada	(Padbury <i>et al.</i> , 2002)	orge, avoine, seigle, moutarde, pois, haricot, pomme de terre, légumineuses
Forêt boréale	Russie : Vologda, Mourmansk, St-Petersbourg, et à la Karélie	Enviros, comm. pers.	céréales d'hiver et de printemps, légumineuses, tubercules, fruits, baies, choux, laitue, épinard, fenouil, prairies fourragères (foin)
Forêt boréale	Canada	Hill <i>et al.</i> , 2002 ; TFA, 2000	céréales grain (blé, orge, avoine, seigle), céréales fourragères ie récoltées avant maturation des grains (avoine, orge, seigle d'automne), fourrages (luzerne, fléole, brome), légumes de pleine terre (pomme de terre, rutabaga, chou), fruits (pommes, cerises, prunes, framboises, fraises, myrtilles, et autres baies), productions horticoles en serre le plus souvent (tomate, concombre, chou, poivron, salade, melon), production de miel, (limitée à cause du froid et de la courte période de floraison). exemple de rendement sans irrigation : orge : 61qx/ha, blé : 33 qx/ha, avoine : 47 qx/ha) En serre : (tomate, concombre, chou, poivron, salade, melon), production de miel, (limitée à cause du froid et de la courte période de floraison). L'élevage est diversifié : bovin (viande et lait), porcin, volaille (œuf, poulet, dinde), équin, gibier (orignal, bison, bœuf musqué, renne, lama). Les morilles sauvages sont récoltées.

Annexes de la deuxième partie

Annexe II.1. Diagrammes ombrothermiques de la région de référence (Chaumont-sur-Aire) et des régions analogues. Pays de Bray (Tille), Jura (Labergement-Ste-Marie), Ontario (Fergus), Transect Nord-Sud (Grand Rapids et Lundar), Transect Est-Ouest (Brandon, Outlook et Beechy)





Annexe II.2. Unités de sol de la région de référence



TB2p, Unité 1



TB2c1, Unité 6



TB1s, Unité 3

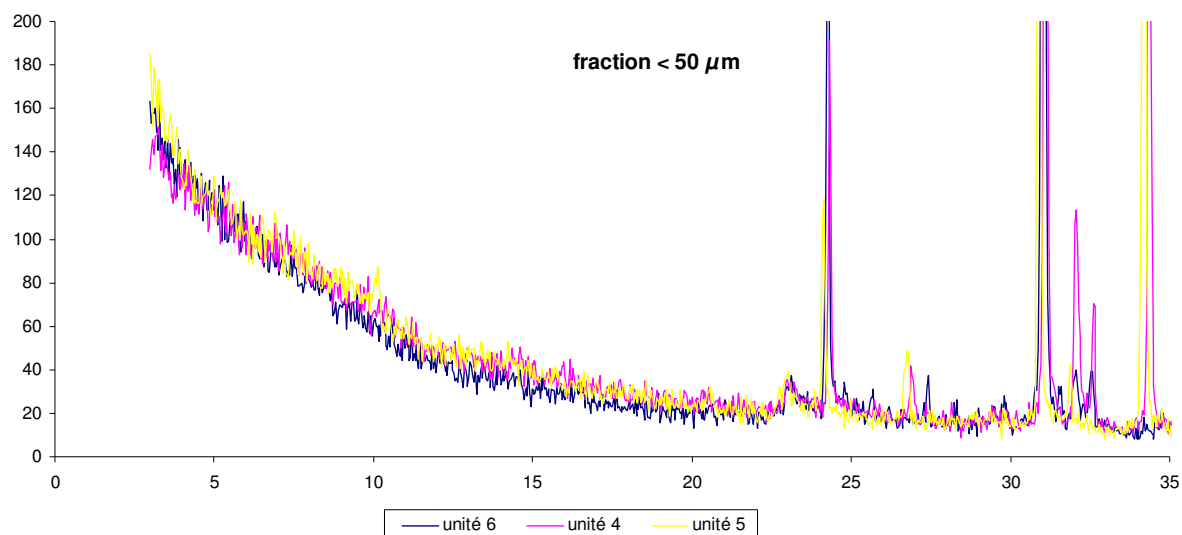


TB3c, Unité 7

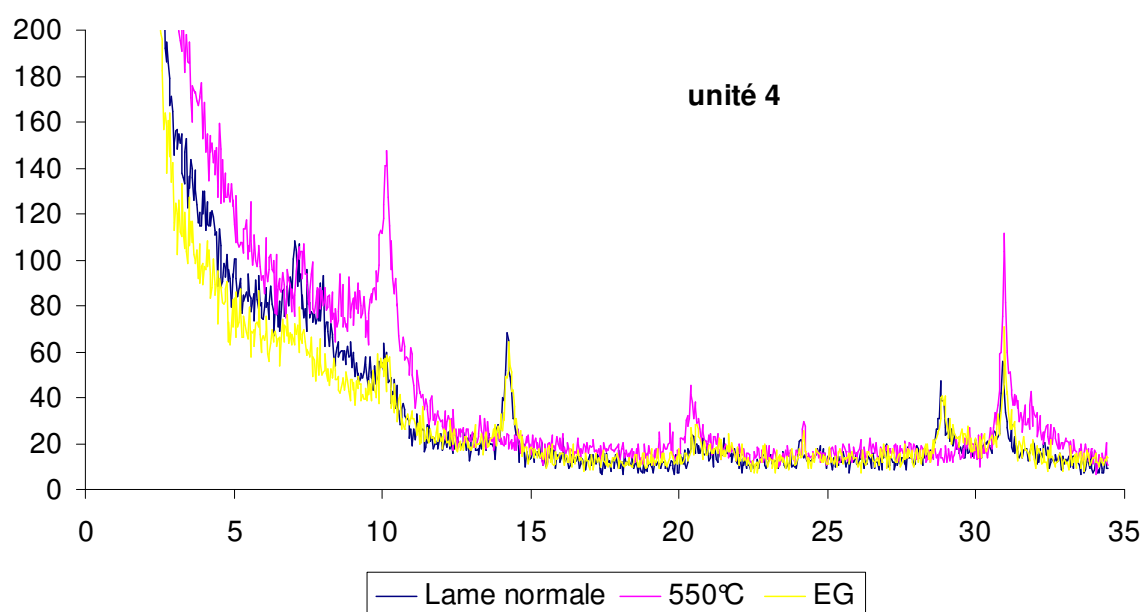
Annexe II.3. Diffractogrammes X

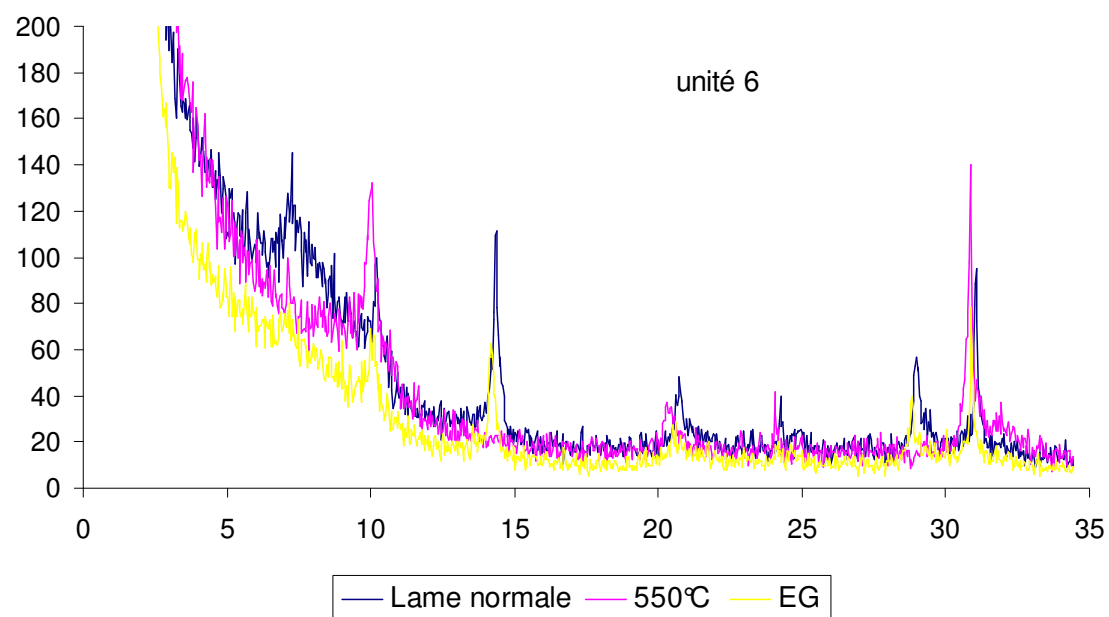
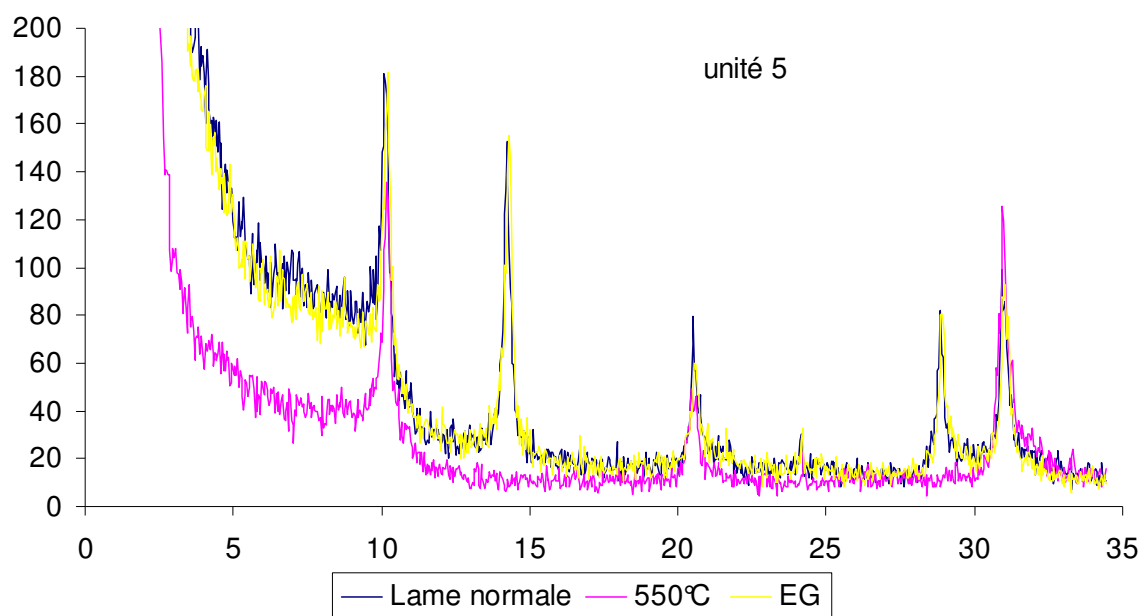
Les ordonnées sont en Nombre de coups et les abscisses en Degrés 2 θ .

I.1. Fraction $< 50 \mu\text{m}$ des horizons Ap des unités 4, 5 et 6

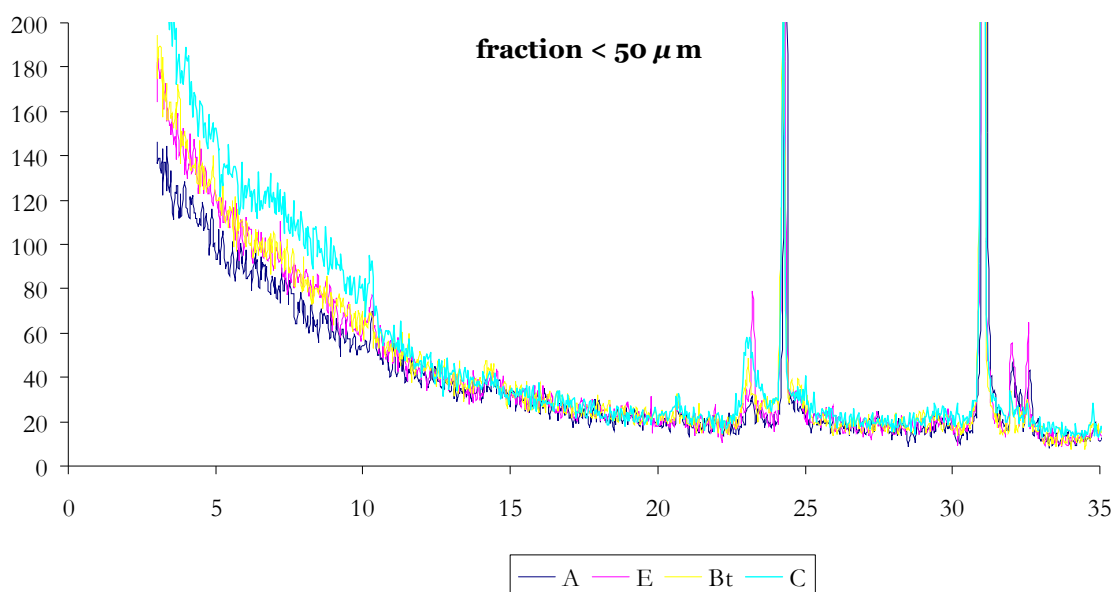


I.2. Fraction $< 2 \mu\text{m}$ des horizons Ap des unités 4, 5 et 6 (lame normale ; 550°C = après chauffage à 550°C ; EG = après saturation à l'éthylène glycol)

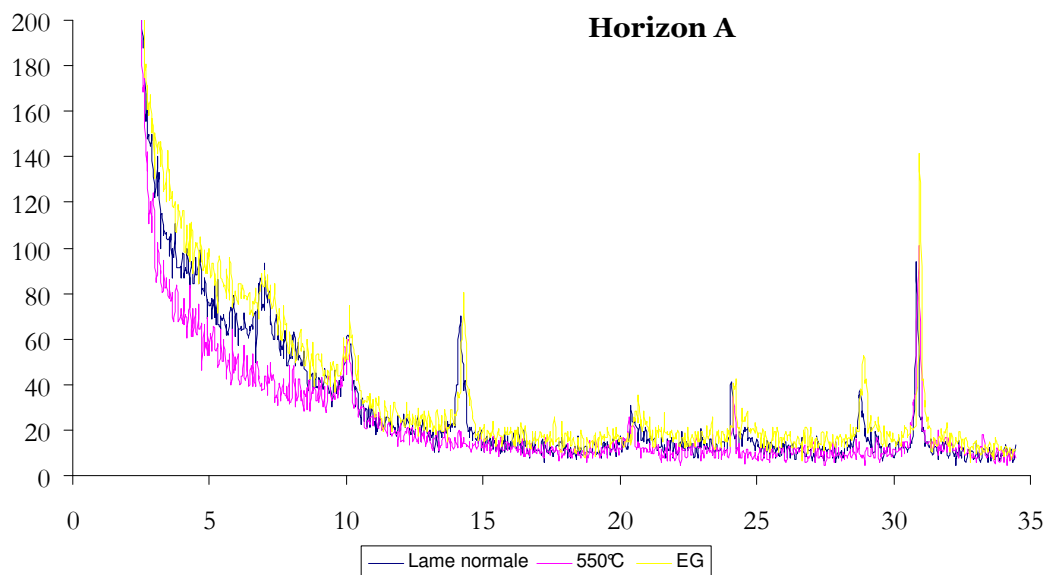


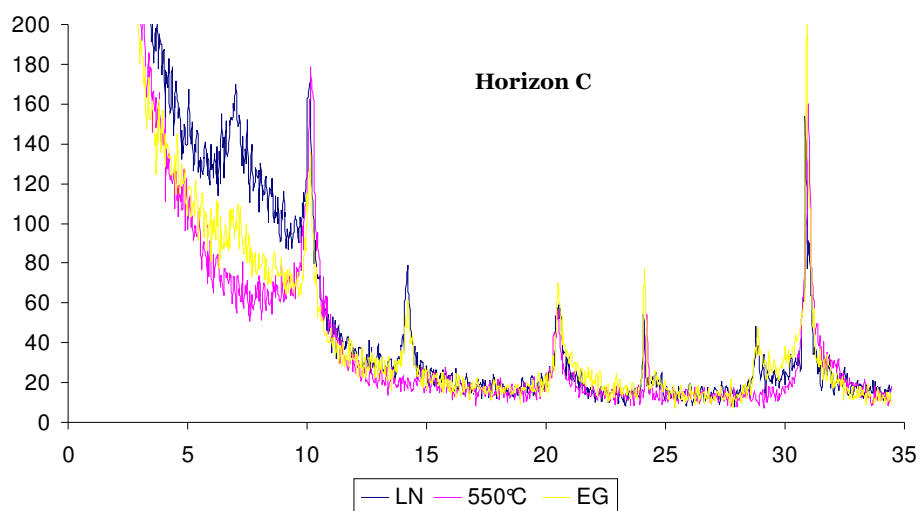
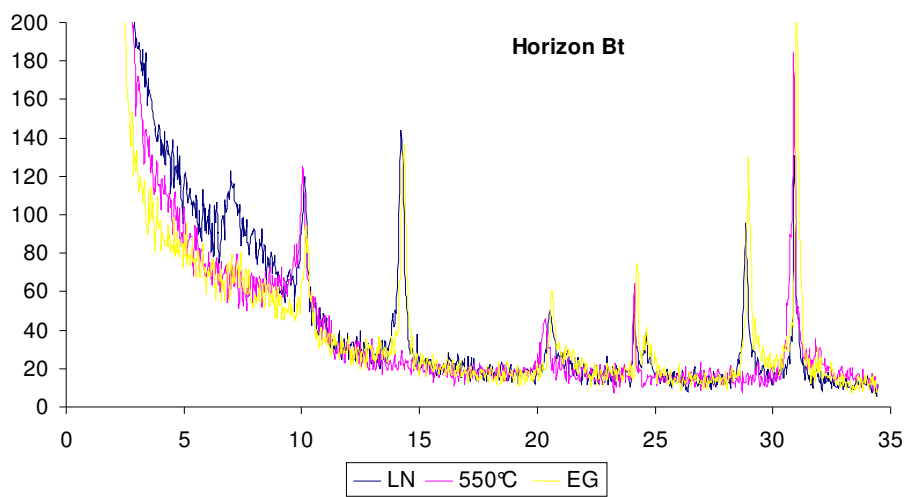
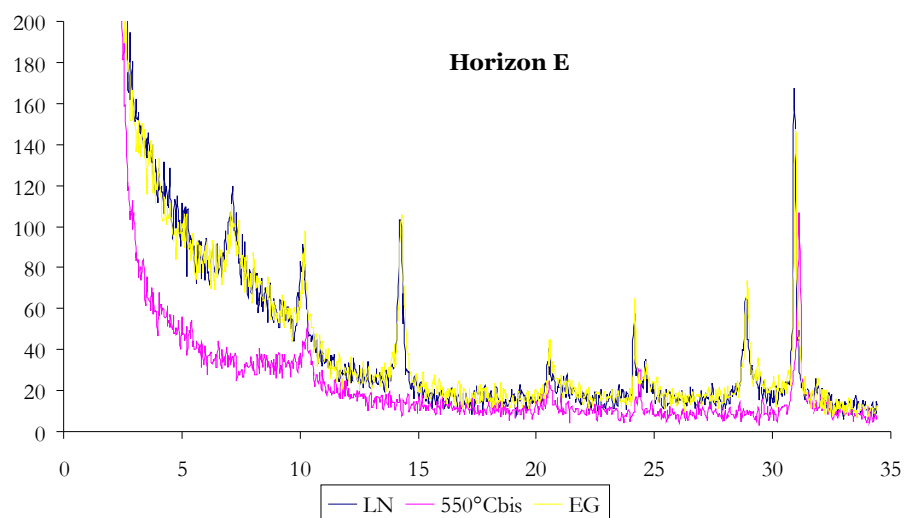


II.1. Fraction $< 50\ \mu\text{m}$ des quatre horizons de l'unité 3



II.2. Fraction $< 2\ \mu\text{m}$ des quatre horizons de l'unité 3 (LN = lame normale ; 550°C = après chauffage à 550°C ; EG = après saturation à l'éthylène glycol)





Annexe II.4. Fiches descriptives et analytiques des sols analogues

I. Pays de Bray (coordonnées Lambert 1 zone Nord)

I.1. Flambermont

Type de sol : sol brun lessivé (Luvisol haplique)

Numéro de profil : TO1p

Localisation : commune de St Martin-le-Noeud, département (60)

Coordonnées : 579.6 km (X) ; 1188.2 km (Y) ; 117 m (alt.)

Situation topographique : replat

Géologie : n3/n2, Wealdien/Barrémien : sables + /- gréseux surmontant des argiles panachées

Occupation du sol : culture

Description :

Profondeur (cm)	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl	Remarques
0-20	10YR5/4		Sables limoneux	Nulle	
20-40	10YR4/4		Sables limoneux	Nulle	
40-70	10R4/8, 2.5GY 7/1, 10YR8/8, fond: 7.5YR5/8		LSA	Nulle	
75-100	10R4/8, 2.5GY 7/1, 10YR8/8, fond 7.5YR6/8		Argile sableuse	Nulle	Argiles panachées

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S		‰	‰	‰		Tot	Actif	‰	Ca	Mg	K	Na	CEC	%
			LF	LG	SF	SG													
0-20	6.8	16.0	17.8	31.6	24.3	10.3	14.1	24.2	1.5	9.7			0.087	8.5	0.60	0.543	0.033	8.5	Sat
20-40	6.6	15.7	17.0	31.4	25.2	10.7	13.1	23.1	1.4	9.8			0.073	7.1	0.63	0.709	0.028	8.2	Sat
40-70	7.1	28.7	16.0	21.2	18.0	16.1	3.5	6.0	0.4	9.0			0.007	10.8	0.84	0.348	0.060	10.3	Sat
75-100	7.3	45.7	10.7	8.3	17.9	17.4	2.4	4.1	0.3	7.2			0.004	16.0	1.37	0.248	0.115	14.2	Sat

I.2. Hodenc (Glarigny)

Type de sol : sol brun colluvial calcaire (Cambisol hypereutrique)

Numéro de profil : TO2c1

Localisation : commune de Hodenc-en Bray, département (60)

Coordonnées : 568.3 km (X) ; 1199 km (Y.) ; 115 m (alt.)

Situation topographique : thalweg

Géologie : J9b, Portlandien moyen, calcaire compact

Occupation du sol : culture

Description :

Horizon	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl
0-20	2.5Y 4/3	Grumeleuse	LSA	Forte
>20	10YR4/4		LSA	Forte

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S						Tot	Actif		Ca	Mg	K	Na	CEC	
			LF	LG	SF	SG													
0-20	8.0	25.5	16.4	8.9	35.1	14.1	19.3	33.2	2.2	9.0	99	49	0.124	39.5	1.20	0.732	0.055	12.8	Sat
> 20	8.3	30.0	23.8	11.8	23.5	10.9	6.3	10.9	0.8	7.6	145	62	0.024	40.1	1.76	0.422	0.060	11.1	Sat

I.3. Hodenc

Type de sol : rendzine brunifiée (Leptosol cambique rendzique)

Numéro de profil : TO2p1

Localisation : commune de Hodenc-en Bray, département (60)

Coordonnées : 568.3 km (X) ; 1199 km (Y) ; 117 m (alt.)

Situation topographique : pente forte

Géologie : J9b, Portlandien, calcaire compact

Occupation du sol : culture

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S		‰	‰	‰		Tot	Actif	‰	Ca	Mg	K	Na	CEC	%
			LF	LG	SF	SG													
0-20	8.1	25.9	27.8	8.5	27.0	10.8	17.9	30.8	2.16	8.28	265	126	0.097	39.2	0.76	0.709	0.041	11.1	Sat

I.4. Hodenc

Type de sol : sol brun calcaire (Cambisol calcarique)

Numéro de profil : TO2s1

Localisation : commune de Hodenc-en Bray, département (60)

Coordonnées : 568.3 km (X) ; 1199 km (Y) ; 120 m (alt.)

Situation topographique : plateau en haut de pente

Géologie : J9b, Portlandien, calcaires compacts (inter-lits marneux)

Occupation du sol : culture

Description :

Horizon	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl	Remarques
20	2.5Y 3/3	Grumeleux	Sables argileux	Forte	
> 20	10YR 6/6 et 2.5 Y 5/4		LSA	Forte	Marnes

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S						Tot	Actif		Ca	Mg	K	Na	CEC	
			LF	LG	SF	SG													
0-20	8.1	23.1	13.1	7.9	38.6	17.3	17.9	30.9	1.9	9.3	83	34	0.144	37.0	0.77	1.051	0.036	10.6	Sat
> 20	8.5	22.4	23.9	7.3	32.4	14.0	2.7	4.6	0.5	5.3	285	126	0.065	31.3	0.49	0.456	0.029	6.6	Sat

I.5. Montperthuis

Type de sol : rendzine (Leptosol rendzique)

Numéro de profil : TO2s2

Localisation : commune de Senantes, département (60)

Coordonnées : 565.7 km (X) ; 1200 km (Y) ; 200 m (alt.)

Situation topographique : plateau

Géologie : J9a, Portlandien inférieur, calcaire lithographique

Occupation du sol : culture

Description :



Horizon	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl
0-20	10YR 4/3	Grumeleux	Argilo-limoneux	Forte

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire %		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S		‰	‰	‰		Tot	Actif	‰	Ca	Mg	K	Na	CEC	%
			LF	LG	SF	SG													
0-20	8.0	42.9	27.1	18.3	4.4	7.3	26.1	44.9	2.9	8.9	120	48	0.049	46.4	0.71	0.928	0.048	18.6	Sat

I.6. St Quentin

Type de sol : sol brun calcaire (Cambisol calcarique)

Numéro de profil : TO3p

Localisation : commune de St Quentin-des-prés, département (60)

Coordonnées : 557.7 km (X) ; 1203.2 km (Y) ; 150 m (alt.)

Situation topographique : pente forte

Géologie : J9b, Portlandien moyen, marneux

Occupation du sol : culture

Description :

Horizon	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl
10-30	10YR 5/3	Grumeleux	Argilo limoneux	Forte
30-100	N 4/0, N 6/0, 10YR 6/3, 10YR 7/6		Argile lourde	Forte

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T		
		A	L		S						Tot	Actif		%	Ca	Mg	K	Na		CEC	%
			LF	LG	SF	SG															
10-30	8.1	33.6	29.1	17.4	16.2	3.7	27.8	47.8	3.1	9.1	189	94	0.055	43.9	0.58	0.535	0.059	15.4	Sat		
30-100	8.3	50.8	40.2	7.3	0.7	1.0	9.5	16.3	0.5	18.6	318	172	0.008	45.0	0.54	0.291	0.086	10.7	Sat		

I.7. Haussez

Type de sol : sol brun calcique colluvial (Cambisol calcarique)

Numéro de profil : TO2c3

Localisation : commune de Haussez, département (76)

Coordonnées : 553.1 km (X) ; 1209.3 km (Y) ; 165 m (alt.)

Situation topographique : thalweg

Géologie : J9a, Portlandien inférieur, calcaire lithographique

Occupation du sol : culture

Description :



Horizon	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl
0-30 cm	2.5Y 3/3	Grumeleux	Argilo-limoneux	Faible
30-60 cm	10YR4/4		Argilo-limoneux	Faible

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T		
		A	L		S						Tot	Actif		%	Ca	Mg	K	Na		CEC	%
			LF	LG	SF	SG															
0-20	8.1	42.6	23.3	18.7	11.0	4.4	22.1	37.9	2.5	8.9	27		0.126	34.8	0.87	1.104	0.062	20.6	Sat		
30-60	8.1	43.4	24.5	20.4	9.7	2.0	10.2	17.6	1.3	7.9	10		0.010	27.4	0.69	0.643	0.050	17.4	Sat		

I.8. Haussez

Type de sol : rendzine brunifiée (Leptosol cambique rendzique)

Numéro de profil : TO2p3

Localisation : commune de Haussez, département (76)

Coordonnées : 553.1 km (X) ; 1209.3 km (Y) ; 170 m (alt.)

Situation topographique : pente douce

Géologie : j9a, Portlandien, calcaire lithographique

Occupation du sol : culture

Description :

Horizon	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl
Surface	2.5Y 4/3	Grumeleux	Argilo-limoneux	Forte

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire %		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S		‰	‰	‰		tot	Actif	‰	Ca	Mg	K	Na	CEC	%
			LF	LG	SF	SG													
0-20	7.9	44.2	23.5	16.5	10.2	5.6	24.2	41.6	2.9	8.5	70	27	0.128	44.7	0.95	1.197	0.057	20.2	Sat

I.9. Haussez

Type de sol : sol brun calcaire colluvial (Cambisol hypereutrique endoleptique)

Numéro du profil : TO2c4

Localisation : commune de Haussez, département (76)

Coordonnées : 553.1 km (X) ; 1208.7 km (Y) ; 160 m (alt.)

Situation topographique : thalweg

Géologie : j9a, Portlandien : calcaire lithographique

Occupation du sol : culture

Description :

Horizon	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl
0-20 cm	10YR 4/3		Argilo-limoneux	Faible
40-60 cm	10YR4/4 et 10YR 4/6		Argilo-limoneux	Nulle

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire %		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S		‰	‰	‰		Tot	Actif	‰	Ca	Mg	K	Na	CEC	%
			LF	LG	SF	SG													
0-20	7.9	41.8	23.5	21.9	9.3	3.5	26.1	45.0	2.9	9.0	15		0.088	31.9	0.95	0.873	0.076	21.0	Sat
40-60	8.1	44.2	23.5	21.6	8.6	2.1	12.5	21.5	1.6	8.0	9		0.011	27.2	0.70	0.510	0.074	17.4	Sat

I.10. : Haussez

Type de sol : rendzine brunifiée (Leptosol cambique rendzique)

Numéro du profil : TO2p4

Localisation : commune de Haussez, département (76)

Coordonnées : 553.1 km (X) ; 1208.7 km (Y) ; 165 m (alt.)

Situation topographique : replat dans pente douce

Géologie : j9a, Portlandien inférieur : calcaire lithographique

Occupation du sol : culture

Description :

Horizon	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl
surface	2.5Y 3/3	Grumeleux	Argilo-limoneux	Forte

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S		‰	‰	‰		Tot	Actif	‰	Ca	Mg	K	Na	CEC	%
			LF	LG	SF	SG													
0-20	7.9	38.1	25.6	21.1	8.1	7.1	27.4	47.1	3.12	8.8	114	41	0.106	45.6	0.77	0.775	0.067	18.3	Sat

II. Jura (coordonnées Lambert 1 zone Nord)

II.1. Esserval

Type de sol : Sol brun calcique à pseudogley (Cambisol stagnique hypereutrique)

Numéro de profil : M1p

Localisation : commune de Esserval-Tartre, département du Jura (39)

Coordonnées : 883.70 km (X) ; 1208.15 km (Y) ; 845 m (alt.)

Situation topographique : pente douce

Géologie : n3, (Hauterivien), marnes à lits calcareo-marneux souvent glauconieux

Occupation du sol : culture



Description :

Horizon/Profondeur (cm)	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl	Remarques
2-20	10YR4/3	Grumeleux à polyédrique	Argile lourde	Nulle	Ap : Taches rouille ; Racines nombreuses
20-35		Polyédrique			Aussi humifère, nombreuses racines
40-100	7.5YR5/6 et 5YR 5/3	Massif, polyédrique	Argile lourde	Nulle	Marnes bariolée : marron : 10YR4/2 pour les passées de vers de terre et vert 10Y 4/2 pour les zones « réduites »

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T		
		A	L		S						Tot	Actif		‰	Ca	Mg	K	Na		CEC	%
			LF	LG	SF	SG															
2-20	6.4	62.5	21.4	6.8	7.0	2.3	44.8	77.1	4.7	9.5	1		0.072	45.16	1.74	0.47	0.055	42.4	Sat		
40-100	7.0	73.0	15.8	4.7	4.4	2.1	9.8	16.8	1.3	7.5	1		0.070	49.00	0.60	0.64	0.08	38.7	Sat		

II.2 : Esserval

Type de sol : sol brun calcique à pseudogley (Cambisol stagnique hypereutrique)

Numéro de profil : M1c

Localisation : commune d'Esserval-Tartre, département du Jura (39)

Coordonnées : 883.85 km (X) ; 1208.25 km (Y) ; 840 m (alt.)

Situation topographique : bord de

Géologie : n3, (Hauterivien), marnes à lits calcaro-marneux souvent glauconieux

Occupation du sol : prairie naturelle en bordure de tourbière

Description :

Horizon	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl	Remarques
2-20	10YR3/2		Argile lourde	Nulle	Taches rouille : 5YR 5/8

Caractéristiques physico-chimiques

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	N tot	C/N	Calcaire %		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T		
		A	L		S						Tot	Actif		%	Ca	Mg	K	Na		CEC	%
			LF	LG	SF	SG															
2-20	5.4	60.2	19.5	7.1	11.9	13.0	82.0	141.1	7.8	10.5	1		0.019	42.32	0.60	0.32	0.08	44.5	97.3		

II.3. Combe Noire, cuvette

Type de sol : sol brun lessivé (Luvisol dystrique stagnique)

Numéro de profil : M3c

Localisation : commune de Mignovillard, département du Jura (39)

Coordonnées : 894.35 km (X) ; 1204.20 km (Y) ; 1030 m (alt.)

Situation topographique : fond de combe

Géologie : j9, Portlandien, calcaire cryptocristallin

Occupation du sol : prairie



Description :

Horizon	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl	Remarques
5-10 cm	10YR4/4		Argile limoneuse	Nulle	Traces d'oxydo-réduction, racines
10-20cm	10YR 4/4		Argile limoneuse	Nulle	Taches rouille : 7YR 4/6 et grises : 10YR 5/3
25-40cm	7.5 YR 5/4		Limon argileux	Nulle	Taches rouille : 7.5YR 5/6 et grises 10YR 5/3
60-70	10YR 5/4	Polyédrique	Argile limoneuse	Nulle	
70-80	10YR 5/6	Massif	Argile limoneuse	Nulle	

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T		
		A	L		S						Tot	Actif		%	Ca	Mg	K	Na		CEC	%
			LF	LG	SF	SG															
5-10	5.0	30.7	39.1	24.1	5.6	0.5	39.3	67.5	4.0	9.9	1		0.026	3.29	2.43	1.57	0.04	15.3	47.9		
10-20	5.0	30.7	39.5	23.5	5.7	0.6	31.6	54.4	3.3	9.6	1		0.014	2.94	0.40	0.23	0.04	13.9	26.0		
20-40	5.3	28.3	39.7	25.4	6.1	0.5	15.0	25.9	1.6	9.2	1		0.003	4.14	0.60	0.15	0.02	10.9	90.7		
60-70	5.7	38.5	37.3	19.0	4.6	6	7.0	12.1	0.9	7.7	1		<0.002	8.63	0.84	0.32	0.03	13.3	73.7		
70-80	5.9	44.6	34.3	17.6	3.3	0.2	6.7	11.6	0.9	7.8	1		<0.002	12.92	0.79	0.45	0.03	16.1	88.2		

II.4. Combe Noire, pente

Type de sol : sol humo-calcaïque (Leptosol molli-humique)

Numéro de profil : M3ph

Localisation : commune de Mignovillard, département du Jura (39)

Coordonnées : 894.35 km (X) ; 1204.20 km (Y) ; 1030 m (alt.)

Situation topographique : pente

Géologie : j9, Portlandien, calcaire cryptocristallin

Occupation du sol : forêt de résineux

Description :

Horizon	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl
0-10	5YR 3/1		Argile limoneuse	Nulle

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S		‰	‰	‰		Tot		‰	Ca	Mg	K	Na	CEC	‰
			LF	LG	SF	SG													
0-10	6.6	39.6	32.0	22.5	5.4	0.5	152.9	263.	9.4	16.3	4		0.034	49.05	2.88	0.32	0.03	52.1	Sat

II.5. Combe Noire, pente

Type de sol : sol brun à pellicules calcaires (Leptosol eutrique)

Numéro de profil : M3pb

Localisation : commune de Mignovillard, département du Jura (39)

Coordonnées : 894.35 km (X) ; 1204.20 km (Y) ; 1030 m (alt.)

Situation topographique : pente

Géologie : j9, Portlandien, calcaire cryptocristallin

Occupation du sol : lisière de forêt



Description :

Horizon	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl	Remarques
5-15	10YR 3/4		Argile limoneuse	Nulle	Effervescence des pellicules calcaires

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S		‰	‰	‰		Tot		‰	Ca	Mg	K	Na	CEC	‰
			LF	LG	SF	SG													
5-15	6.0	32.3	26.5	32.1	8.6	0.5	42.6	73.2	4.0	10.7	1		0.010	17.86	0.94	0.25	0.02	21.1	99.8

II.6 : Risoux, carrière

Type de sol : sol humo-calcique (Leptosol molli-humique)

Numéro de profil : M4p

Localisation : commune de Mouthe, département du Doubs (25)

Coordonnées : 895.25 km (X) ; 1193.90 km (Y) ; 1140 m (alt.)

Situation topographique : pente

Géologie : j8, Kimméridgien : calcaire cristallin

Occupation du sol : forêt



Description :

Horizon	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl
0-5 cm	10YR 3/2	Grumeleux	Argile lourde	Nulle
10-15 cm	10YR 4/4 et 10YR 4/2	Polyédrique	Argile lourde	Nulle

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					C	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S		‰	‰	‰		Tot	Actif	‰	Ca	Mg	K	Na	CEC	%
			LF	LG	SF	SG													
0-5	7.5	56.2	32.4	7.5	1.6	2.3	116.6	200.6	8.4	13.9	32		0.027	59.5	9.13	0.59	0.05	47.8	Sat
10-15	7.4	58.5	30.5	9.8	1.0	0.2	62.0	106.7	5.4	11.6	13		0.010	40.3	12.90	0.42	0.09	41.5	Sat

II.7. La Landoz Neuve

Type de sol : sol humo-calcique (Leptosol molli-humique)

Numéro de profil : M5p

Localisation : commune de Sarrageois, département du Doubs (25)

Coordonnées : 900.10 km (X) ; 1194 km (Y); 1230 m (alt.)

Situation topographique : pente

Géologie : j8, Kimméridgien, calcaire cristallin

Occupation du sol : pré-bois

Description :

Horizon	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl
0-5 cm	10 YR 3/2		Argile limoneuse	Nulle
10-20 cm	10YR 3/3	Grumeleux		Nulle

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S		‰	‰	‰		Tot	Actif	‰	Ca	Mg	K	Na	CEC	%
			LF	LG	SF	SG													
0-5	5.7	40.9	33.8	20.4	4.0	0.9	98.5	169.4	9.2	107.6	1		0.027	29.7	0.69	0.30	0.06	37.3	82.5
10-20	7.2	36.2	37.7	20.8	4.4	0.9	70.4	121.1	6.8	10.4	1		0.018	39.52	0.40	0.84	0.06	33.3	Sat

II.8. Risoux, moraine

Type de sol : rendzine (Leptosol rendzique)

Numéro de profil : M6p

Localisation : commune de Sarrageois, département du Doubs (25)

Coordonnées : 899.75km (X) ; 1194.2km (Y) ; 1240m (alt.)

Situation topographique : pente

Géologie : moraine glaciaire

Occupation du sol : prairie

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					C	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S		‰	‰	‰		Tot	Actif	‰	Ca	Mg	K	Na	CEC	%
			LF	LG	SF	SG													
2-15	7.9	46.3	28.8	13.8	5.4	5.7	72.7	125.2	6.6	11.0	76	33	0.020	65.17	0.64	0.36	0.23	33.4	Sat
R	8.7	25.6	24.4	5.7	13.2	31.1	0.6	0.9	0.2	3.4	901	218	<0.002	35.77	0.32	0.07	0.07	2.8	

II.9. Montbenoît

Type de sol : sol brun à pellicules calcaires (Leptosol eutrique)

Numéro de profil : M2p

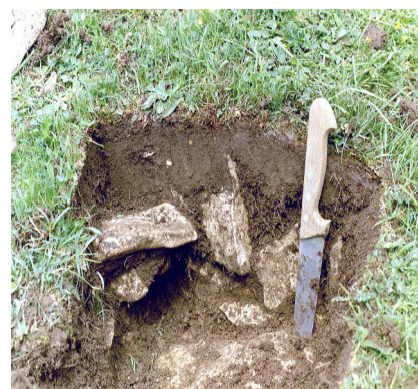
Localisation : commune de Montbenoît, département du Doubs (25)

Coordonnées : 912.20 km (X) ; 1230.90 km (Y); 950 m (alt.)

Situation topographique : replat dans pente

Géologie : j8, Kimméridgien, calcaire cryptocristallin

Occupation du sol : prairie



Description :

Horizon	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl
2-15	10YR3/3		Argile lourde	Nulle

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S		‰	‰	‰		Tot	Actif	‰	Ca	Mg	K	Na	CEC	%
			LF	LG	SF	SG													
2-15	6.3	52.4	28.9	11.5	3.4	3.8	66.8	114.8	7.0	9.6	1		0.062	37.23	1.44	0.51	0.06	39.9	98.3

III. Ontario

I : Elora research station

Type de sol : Cambisol calcarique

Numéro de profil : TC1s

Situation topographique : sommet

Géologie : moraine glaciaire calcaire

Occupation du sol : culture

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S		‰	‰	‰		Tot	Actif	‰	Ca	Mg	K	Na	CEC	‰
			LF	LG	SF	SG													
Ap	7.6	24.0	28.7	27.4	15.8	4.1	39.0	67.0	3.8	10.3	8		0.080	19.53	5.36	0.69	0.8	23.3	Sat
B	8.2	18.8	27.5	26.7	20.6	6.4	4.8	8.3	0.5	9.5	36			23.88	2.83	0.14	0.07	8.7	Sat
C	8.4	15.2	20.6	17.4	31.9	14.9	2.8	4.8	0.2	13.3	255	7		28.17	1.69	0.11	0.04	4.4	Sat

II : Elora research station

Type de sol : Leptosol calcarique

Numéro de profil : TC1p

Situation topographique : pente

Géologie : moraine glaciaire calcaire

Occupation du sol : culture

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S		‰	‰	‰		Tot	Actif	‰	Ca	Mg	K	Na	CEC	‰
			LF	LG	SF	SG													
0-25	7.7	17.6	22.7	26.9	24.4	8.4	21.5	37.0	2.0	10.6	23		0.069	11.28	4.17	0.44	0.05	13.8	Sat
>25	8.2	12.0	11.2	12.9	31.0	32.9	6.8	11.7	0.4	17.0	414	3		10.07	3.32	0.13	0.05	5.3	Sat

III. Elora research station

Type de sol : Cambisol eutrique

Numéro de profil : TC1c

Situation topographique : cuvette

Géologie : moraine glaciaire calcaire

Occupation du sol : culture

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire %		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S		‰	‰	‰		Tot	Actif	‰	Ca	Mg	K	Na	CEC	‰
			LF	LG	SF	SG													
Ap	7.4	18.1	26.5	26.7	22.3	6.4	28.7	49.4	2.8	10.41	7		0.069	13.49	4.27	0.44	0.06	17.2	Sat
B	7.6	22.1	24.9	27.1	22.9	3.0	7.01	12.1	0.74	9.47	1			10.57	4.12	0.21	0.08	12.5	Sat

IV. Transect Sud-Nord (coordonnées DMS selon le géoïde VGF 84)

I.1 Lundar (Manitoba)

Type de sol : Chernozem haplique

Numéro de profil : B3s

Coordonnées : 50° 37' 51.1" (lat.); 98° 02' 33.2" (long.) ; 254 m (alt.)

Situation topographique : sommet

Occupation du sol : forêt de feuillus



Description :

Horizon/Profondeur (cm)	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl	Remarques
0-4	10YR 2/1	Grumeleux	Argile	Nulle	Horizon noir organique (litière)
4-10	5YR 2/1	Massif	Argile	Nulle	Moins de MO fraîche que l'horizon sus-jacent
10-18	10YR 3/1	Massif, microstructure particulière	Argile	Forte	Horizon de transition , gris
18-21	10YR 5/3	Massif, microstructure particulière	Argile	Très forte	Matériau parent fin, non caillouteux

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S		‰	‰	‰		Tot	Actif	‰	Ca	Mg	K	Na	CEC	%
			LF	LG	SF	SG													
0-4	7.4	43.9	19.3	10.0	13.1	13.7	72.0	123.9	4.78	15.1	11			28.06	17.21	1.27	0.04	42.4	Sat
4-10	8.1	42.8	16.5	10.6	14.4	15.7	41.4	71.2	3.8	10.9	58		0.005	23.88	12.65	0.93	0.03	32.7	Sat
10-18	8.5	44.8	19.2	11.5	11.6	12.9	30.5	52.4	2.9	10.7	234	87		43.59	14.24	0.52	0.07	22.9	Sat
18-21	8.7	40.1	23.3	12.9	10.1	13.6	11.0	19.0	1.0	11.1	436	94		38.84	12.15	0.21	0.07	12.3	Sat

I.2. Lunder (Manitoba)

Type de sol : Chernozem calcique

Numéro de profil : B3p

Coordonnées : 50° 37' 51.5" (lat.); 98° 02' 33.8" (long.) , 257 m (alt.)

Situation topographique : légère pente

Occupation du sol : lisière de bois



Description :

Horizon/Profondeur (cm)	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl	Remarques
0-12	5YR 1,7/1	Particulaire	Argile limoneuse	Forte	Nombreuses racines
12-28	2.5Y2/1	1 : massif, 2 : microagrégats	Argileuse	Forte	Peu de racines
28-33		Massif	Argileuse	Forte	Transition
>33	2,5Y 5/3	Massif	Argileuse	Forte	

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %						Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg						S/T
		A	L		S		Tot					Actif	‰		Ca	Mg	K	Na	CEC	%	
			LF	LG	SF	SG															
0-12	8.0	40.0	29.7	11.7	8.9	9.7	111.3	191.5	9.8	11.4	142	32		42.88	23.1	1.11	0.07	46.3	Sat		
12-28	8.6	45.9	22.1	11.7	10.7	9.6	35.0	60.2	3.5	10.1	239	56	0.004	37.16	21.6	0.57	0.13	25.1	Sat		
>33	8.8	44.1	21.8	12.8	10.0	11.3	9.8	16.9	0.9	10.9	407	57		31.27	18.0	0.58	0.14	11.6	Sat		

I.3. Lunder (Manitoba)

Type de sol : Gleysol sapri-histique calcique

Numéro de profil : B3c

Coordonnées : 50° 37' 51.1" (lat.); 98° 02' 34.7" (long.) , 253 m (alt.)

Situation topographique : thalweg

Occupation du sol : prairie



Description :

Horizon/Profondeur (cm)	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl	Remarques
0-15	7,5YR 2/1	Fibreuse	Argile	Nulle	MO peu décomposée
15-20/30	N 2/0	Gras et grumeleux	Argilo-limoneux	Nulle	MO humifiée, consistance grasse, Profondeur variable : inclusions de MO dans l'horizon inférieur
> 20/30	7,5 Y 7/3		Limon argilo-sableux	Forte	Matériau parent, traces d'hydromorphie (jaune pâle et gris pâle)

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T		
		A	L		S						Tot	Actif		‰	Ca	Mg	K	Na		CEC	%
			LF	LG	SF	SG															
0-15	6.5	40.1	39.3	9.7	6.0	4.9	237.9	409.1	20.8	11.5	1			36.77	31.89	0.84	0.67	66.2	Sat		
15-30	6.9	35.1	23.3	9.1	15.0	17.5	96.6	166.2	9.35	10.3	1		0.009	26.42	22.87	0.77	0.33	51.3	98		
>30	8.8	26.9	25.7	15.4	14.3	17.7	4.6	7.9	0.4	11.7	598	123		33.17	3.47	0.13	0.07	3.9	Sat		

II.1: Gypsumville (Manitoba)

Type de sol : Leptosol eutrique

Numéro de profil : B2s

Coordonnées : 51°57'08" (lat.); 98°49'31.5" (long.) , 271 m (alt.)

Situation topographique : sommet

Occupation du sol : forêt de résineux



Description :

Horizon/Profondeur (cm)	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl	Remarques
0-12	10YR2/2	1: meuble, 2: microagrégats	Sablo-limoneux	Nulle sauf cailloux	
12-20	7.5 YR 2/2		Sablo-limoneux	Faible	

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S		‰	‰	‰		Tot	Actif	‰	Ca	Mg	K	Na	CEC	%
			LF	LG	SF	SG													
0-12	8.1	13.1	15.9	18.1	14.3	38.6	62.9	108.1	4.6	13.8	338		0.011	25.53	10.22	0.23	0.02	28.5	Sat
12-20	8.0	8.0	14.9	17.9	12.8	46.4	35.5	61.1	2.6	13.6	466			15.42	6.35	0.12	0.04	15.5	Sat

II.2. Gypsumville (Manitoba)

Type de sol : Cambisol gleyique calcarique

Numéro de profil : B2p

Coordonnées : 51° 50' 26.2" (lat.) ; 98° 45' 37.8" (long.) ; 267 m (alt.)

Situation topographique : légère pente

Occupation du sol : forêt de résineux



Description :

Horizon/Profondeur (cm)	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl
3-0	5Y 2/1		Fibreux	Nulle
0-10	2.5Y3/3		SA	Forte
10-23	5Y 7/2		Limon moyennement sableux	Forte

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire %		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T		
		A	L		S						Tot	actif		%	Ca	Mg	K	Na		CEC	%
			LF	LG	SF	SG															
3-0	7.9	21.1	23.8	8.3	17.6	29.2	95.6	164.4	3.6	26.9	33			45.48	20.4	0.58	0.09	40.2	Sat		
0-10	8.7	16.9	13.0	7.9	20.8	41.4	10.9	18.7	0.7	15.1	93	21	0.005	34.56	12.4	0.15	0.04	13.6	Sat		
10-23	8.9	16.6	32.3	18.4	14.7	18.0	2.3	3.9	0.2	11.5	655	54		34.13	3.8	0.06	0.06	3.1	Sat		

II.3. Gypsumville (Manitoba)

Type de sol : Gleysol histique calcique

Numéro de profil : B2c

Coordonnées : 51° 50' 25.3" (lat.) ; 98° 45' 38.2" (long.) ; 269 m (alt.)

Situation topographique : thalweg

Occupation du sol : feuillus



Description :

Horizon/Profondeur (cm)	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl	Remarques
0-10	N2/0		Argileux	Nulle	Très humide
10-20	2,5Y4/1		Argileux	Forte	
> 20	5Y 6/3			Forte	

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire %		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S		‰	‰	‰		Tot	Actif	‰	Ca	Mg	K	Na	CEC	%
			LF	LG	SF	SG													
0-10	7.7	32.1	34.3	11.8	12.3	9.5	198.4	341.2	13.0	15.2	88			76.15	22.8	0.51	0.18	60.0	Sat
10-20	8.2	17.5	11.4	12.2	27.9	31.0	3.7	6.4	0.5	8.3	142	7		12.85	7.7	0.15	0.06	11.8	Sat
>20	8.6	34.1	28.0	14.2	11.4	12.3	1.2	2.1	0.3	4.1	462	22		31.31	9.0	0.2	0.1	10.7	Sat

III.1 Grand Rapids (Manitoba)

Type de sol : Leptosol eutrique

Numéro de profil : B1c

Coordonnées : 53° 07' 21.3" (lat.); 99° 15' 17.7" (long.) ; 249 m (alt.)

Situation topographique : légère cuvette

Occupation du sol : forêt de résineux



Description :

Horizon/Profondeur (cm)	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl	Remarques
0-8	2.5Y3/2	1 : meuble	Ls	Forte	Très caillouteux, nombreuses racines

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire %		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S		% _{oo}	% _{oo}	% _{oo}		Tot	actif	% _{oo}	Ca	Mg	K	Na	CEC	%
			LF	LG	SF	SG													
0-8	7.9	18.7	59.1	12.7	3.2	6.3	89.5	153.9	6.7	13.3	344		0.018	35.52	15.72	0.20	0.03	46.8	Sat

V. Transect Est-Ouest (coordonnées DMS selon le géoïde VGF 84)

I.1. Rapid city (Manitoba)

Type de sol : Chernozem gleyique calcique

Numéro de profil : S1p

Coordonnées : 50° 08' 04.6" (lat.); 100°02' 15.8" W (long.) ; 519 m (alt.)

Situation topographique : pente

Géologie : till glaciaire modérément calcaire

Occupation du sol : culture



Description :

Horizon/Profondeur (cm)	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl	Remarques
0-10 cm	2.5 Y 3/1	1 : massif, 2 : polyèdres anguleux, 3 : microagrégats	Lsa	Forte	Transition nette avec B. nombreux éléments grossiers
10-40/42 cm	Fond : 2.5Y 5/3 Taches : 2.5Y6/1	1 : polyèdres anguleux, 2 : microagrégats	LSA	Forte	Nombreux éléments grossiers Epaisseur variable Inclusions de MO (2.5Y2/1), de taches rouille. Couleurs variées.
40/42-55 cm	2.5 Y 4/2	1: grumeleux	LSA	Forte	Très hétérogène en texture et couleur. Nombreuses poches argileuses, et petits cailloux

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T	
		A	L		S						Tot	Actif		%	Ca	Mg	K	Na		CEC
			LF	LG	SF	SG														
0-10	8.4	28.8	20.5	13.8	14.5	22.4	22.9	39.4	1.5	15.1	66	23	0.028	36.02	6.05	0.977	0.081	17.4	Sat	
10-40	8.7	25.9	21.8	12.1	16.1	24.1	6.9	11.8	0.6	11.4	162	32	ND	35.38	10.07	0.40	0.18	14.2	Sat	
40-55	8.5	27.3	22.1	12.0	13.9	24.7	13.5	23.2	1.2	10.7	107	24	ND	34.63	10.91	0.52	0.23	17.7	Sat	

I.2. Rapid city (Manitoba)

Type de sol : Chernozem molli-glossique gleyique

Numéro de profil : S1c

Coordonnées : 50°08 03.6 (lat.); 100°02 20.3 (long.) 507 m (alt.)

Situation topographique : thalweg

Géologie : till glaciaire modérément calcaire

Occupation du sol : culture



Description :

Horizon/Profondeur (cm)	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl	Remarques
0-30	5Y 2/1 et 5Y2/2	1 : massif, 2 : grumeleux	LSA	Faible	Eléments grossiers
30-55	2.5Y4/2 et 2.5Y3/2	1 : massif, 2 : grumeleux	LSA	Faible	Incorporation profonde de MO
55-80/85	Gris/brun	1 : polyèdres microagrégats 2 :		Forte	
80/85	2.5Y6/3	1 : massif	LSA	Forte	Eléments grossiers

Caractéristiques physico-chimiques

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg ‰	MO ‰	Ntot ‰	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen ‰	Cations échangeables cmol+/kg					S/T %
		A	L		S						Tot	Actif		Ca	Mg	K	Na	CEC	
			LF	LG	SF	SG													
0-30	8.2	28.9	21.0	14.1	15.9	20.1	26.3	45.3	2.5	10.5	26		0.085	37.38	19.05	0.50	0.33	23.4	Sat
30-55	8.0	34.4	20.0	13.9	15.4	16.3	6.9	11.8	0.8	8.9	3		ND	10.67	17.51	0.33	0.13	22.8	Sat
>80	8.8	33.7	23.1	12.5	15.1	15.6	4.5	7.7	0.4	11.2	276	124	ND	36.91	13.49	0.24	0.11	12.4	Sat

I.3. Rapid city (Manitoba)

Type de sol : Chernozem calcique

Numéro de profil : S1s

Coordonnées : 50° 08' 06.2" (lat.) 100° 02' 22.9" (long.) , 522 m (alt.)

Situation topographique : sommet

Géologie : till glaciaire modérément calcaire

Occupation du sol : culture

Description :

Horizon/ Profondeur (cm)	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl	Remarques
0-10	2.5Y6/3 et 2.5Y2/1	1 : massif 2 : microagrégats	LsA	Forte	Inclusions de MO
10-50	2.5Y5/3 et 2.5Y5/1	1 : grumeleux	LSA	Forte	Quelques cailloux

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S		‰	‰	‰		Tot	Actif	‰	Ca	Mg	K	Na	CEC	%
			LF	LG	SF	SG													
0-10	8.2	29.1	20.5	12.8	16.7	20.9	17.5	30.1	1.8	9.8	73	28	0.037	40.06	4.12	0.75	0.05	18.4	Sat
10-50	8.7	29.5	23.5	12.5	15.1	19.4	5.2	9.0	0.6	9.3	181	68	ND	39.13	7.79	0.41	0.09	13.9	Sat

II.1. Virden (Manitoba)

Type de sol : Chernozem calcique

Numéro de profil : S2s

Coordonnées : 49° 50' 24.1" (lat.); 101° 04' 05.6" (long.) ; 483 m (alt.)

Situation topographique : sommet

Géologie : till glaciaire modérément calcaire

Occupation du sol : culture

Description :

Horizon/Profondeur (cm)	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl	Remarques
0-10/15	2.5Y4/2, 2.5Y7/2	1 : massif, 2 : polyèdres, 3 : microagrégats	Lsa	Forte	Relique de Ah
> 10/15	5Y5/2, 5Y6/2, 5Y7/2	1 : massif, microagrégats	2 : sL	Forte	Tendance plus argileuse en profondeur, hétérogénéité de texture : poches argileuses

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire %		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T		
		A	L		S						Tot	Actif		%	Ca	Mg	K	Na		CEC	%
			LF	LG	SF	SG															
0-10	8.7	26.2	19.4	12.3	17.1	25.0	10.1	17.3	1.1	9.5	188	81	0.008	38.77	6.80	0.44	0.05	12.5	Sat		
>10	9.2	15.3	19.9	12.8	23.8	28.2	2.9	5.0	0.3	9.7	190	34		31.31	14.24	0.29	0.23	9.7	Sat		

II.2. Virden

Type de sol : Chernozem

Numéro de profil : S2c

Coordonnées : 49° 50' 31.4" (lat.) ; 101° 04' 06.9" (long.) ; 481 m (alt.)

Situation topographique : thalweg

Géologie : till glaciaire modérément calcaire

Occupation du sol : culture

Description :

Horizon/Profondeur (cm)	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl	Remarques
0-20	10YR1.7/1	1 : massif, 2 : polyèdres anguleux, 3 : grumeleux	LSA	Faible	Pas de cailloux, peu de racines, poches argileuses

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %						Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg						S/T
		A	L		S		‰	‰	‰		Tot	Actif	‰	Ca	Mg	K	Na	CEC	%		
			LF	LG	SF	SG															
0-20	8.3	27.0	20.8	16.0	17.3	18.9	28.7	49.3	2.6	10.9	9	ND	0.021	30.81	7.59	1.47	0.11	22.1	Sat		

III.1. Anerley (Saskatchewan)

Type de sol : Kastanozem calcique

Numéro de profil : S3s

Coordonnées : 51° 20' 22.1" (lat.) ; 107° 18' 59.5" (long.) ; 644 m (alt.)

Situation topographique : sommet

Géologie : till glaciaire modérément calcaire

Occupation du sol : culture

Description :

Horizon/Profondeur (cm)	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl	Remarques
0-10	2.5Y4/3	1 : massif, 2 : microagrégats	LSA	Faible	Taches rouille
10-25	10YR4/3 brun	1 : massif, 2 : polyédrique	A	Faible	Taches rouille
25-35	2.5Y4/2Gris	1 : grumeleux	A	Forte	
35-50	2.5Y5/4 Marron vert	1 : grumeleux	LSA	Forte	

Caractéristiques physico-chimiques

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S		‰	‰	‰		Tot	Actif	‰	Ca	Mg	K	Na	CEC	%
			LF	LG	SF	SG													
0-10	8.3	29.8	16.5	13.6	20.2	19.9	15.3	26.2	1.6	9.5	16	ND	0.031	22.85	4.02	1.16	0.04	18.3	Sat
10-25	8.2	39.0	18.7	13.8	15.7	12.8	9.1	15.6	1.1	8.2	6	ND	ND	19.49	7.99	0.48	0.06	21.2	Sat
25-35	8.7	38.8	18.4	10.0	15.6	17.2	7.8	13.5	1.0	8.3	114	50	ND	38.88	9.08	0.37	0.07	16.1	Sat
35-50	8.9	25.3	17.5	11.7	20.4	25.1	3.9	6.8	0.4	9.9	156	52	ND	36.06	7.94	0.27	0.08	9.1	Sat

III.2. Anerley (Saskatchewan)

Type de sol : Kastanozem calcique

Numéro de profil : S3p

Coordonnées : 51° 20' 20.6" (lat.) ; 107° 19' 02.2" (long.) ; 641 m (alt.)

Situation topographique : pente

Géologie : till glaciaire modérément calcaire

Occupation du sol : culture

Description :

Horizon/Profondeur (cm)	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl	Remarques
0-10	2.5Y3/3 brun	1 : microagrégats, parfois polyédrique	LSA	Faible	
10-20/25	10YR4/3	1 : massif, 2 : microagrégats,	LSA	Faible	Epaisseur très variable, poches argileuses
> 25	2.5Y5/3	1 : massif 2 : microagrégats, parfois grumeleux	LSA	Forte	Hétérogénéité de couleur, quelques cailloux

Caractéristiques physico-chimiques

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					C	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S		‰	‰	‰		Tot	Actif	‰	Ca	Mg	K	Na	CEC	%
			LF	LG	SF	SG													
0-10	8.1	28.5	14.2	14.1	22.9	20.3	13.2	22.8	1.4	9.5	4	ND	0.025	15.35	3.57	0.72	0.03	16.6	Sat
10-25	8.3	28.0	15.0	11.8	22.0	23.2	10.2	17.5	1.2	8.9	15	ND	ND	21.85	3.12	0.28	0.05	15.5	Sat
>25	8.8	28.1	20.7	10.6	19.6	21.0	5.5	9.5	0.5	10.8	152	57	ND	37.27	5.35	0.22	0.05	10.1	Sat

III.3. Anerley (Saskatchewan)

Type de sol : Kastanozem gleyique

Numéro de profil : S3c

Coordonnées : 51° 20' 19.7" (lat.); 107° 19' 04.7" (long.) ; 634 m (alt.)

Situation topographique : thalweg

Géologie : till glaciaire modérément calcaire

Occupation du sol : culture

Description :

Horizon/Profondeur (cm)	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl	Remarques
0-13	10YR3/1 et 10YR4/3	1 : massif, 2 : polyédrique, 3 : microagrégats	A	Nulle	
13-33	Fond : 7.5R1.7/1 Taches : 10YR2/2, 10YR5/6, 10YR /3	1 : massif, 2 : polyédrique anguleux, 3 : grumeleux,	AL	Nulle	
33-53	10YR3/1	1 : massif, 2 : grumeleux	ALourde	Nulle	Horizon hydromorphe

Caractéristiques physico-chimiques

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					C	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S		‰	‰	‰		Tot	Actif	‰	Ca	Mg	K	Na	CEC	%
			LF	LG	SF	SG													
0-13	7.3	33.7	23.6	18.3	13.9	10.5	26.6	45.8	2.7	9.9	<1	ND	0.126	17.14	4.27	2.12	0.02	21.8	Sat
13-33	6.5	35.4	35.7	17.0	7.2	4.7	39.3	67.6	3.9	10.1	>1	ND	ND	14.78	4.51	0.99	0.03	25.2	80.6
33-53	6.2	47.1	28.4	15.4	6.2	2.9	11.6	19.9	1.3	8.8	1	ND	ND	14.35	7.59	0.78	0.05	24.4	93.3

IV.1. Dynsmore (Saskatchewan)

Type de sol : Kastanozem

Numéro de profil : S4c

Localisation : Sud de Dynsmore, Saskatchewan

Coordonnées : 51° 17' 38.4" (lat.) ; 107° 25' 59.2" (long.) ; 641 m (alt.)

Situation topographique : thalweg

Géologie : till glaciaire modérément calcaire

Occupation du sol : culture

Description :

Horizon/Profondeur (cm)	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl	Remarques
0-10	2.5Y3/2	1 : massif, 2 : micro-agrégats	LSA	Nulle	
10-12		1 : compacté			Semelle de labour
12-29	10YR4/2 et 10YR5/3	1 : massif, 2 : polyèdres, 3 : micro-agrégats	Alourde	Nulle	Incorporation de MO
>29	2.5Y4/2	1 : massif, 2 : microagrégats	Alourde	Forte	

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T	
		A	L		S						tot	Actif		‰	Ca	Mg	K	Na		CEC
			LF	LG	SF	SG														
0-10	8.0	27.0	18.4	23.6	19.2	11.8	17.2	29.6	1.7	10.0	5	ND	0.073	13.57	5.36	1.24	0.06	17.9	Sat	
12-29	7.6	48.0	16.5	18.9	11.4	5.2	11.2	19.2	1.3	8.4	1	ND	ND	14.1	17.66	0.51	0.19	28.5	Sat	
>29	8.9	60.9	15.2	11.6	7.2	5.1	7.9	13.7	0.9	8.5	115	85	ND	40.88	23.46	0.47	0.30	27.3	Sat	

V.1. Beechy (Saskatchewan)

Type de sol : Kastanozem calcique

Numéro de profil : S5s

Coordonnées : 50° 51' 48.8" (lat.); 107° 38' 41.1" (long.) ; 710 m (alt.)

Situation topographique : sommet

Géologie : till glaciaire modérément calcaire

Occupation du sol : prairie

Description :

Horizon/Profondeur (cm)	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl	Remarques
0-14	2.5Y3/3	1 : massive, 2 : particulaire	Sa	Forte	Eléments grossiers
14-24	2.5Y6/3, 10YR5/2	1 : massive, 2 : particulaire	S	Forte	Accumulation de Calcaire, éléments grossiers
24-38				Forte	
38-50	2.5Y6/4	1 : massif, 2 : particulaire	AS	Forte	

Caractéristiques physico-chimiques :

Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire %		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S		% %	% %	% %		Tot	Actif	% %	Ca	Mg	K	Na	CEC	%
			LF	LG	SF	SG													
0-14	8.3	19.8	10.1	12.1	29.6	28.4	22.8	39.3	2.5	9.3	37	ND	0.012	31.95	4.12	0.84	0.03	14.3	Sat
14-24	8.7	18.5	9.8	9.0	22.0	40.7	6.8	11.7	0.7	10.0	144	65	ND	36.91	4.76	0.29	0.04	8.2	Sat
38-50	8.7	28.0	35.8	25.0	6.8	4.4	4.5	7.7	0.5	9.1	223	73	ND	33.99	19.84	0.69	0.18	11.2	Sat

V.2. Beechy (Saskatchewan)

Type de sol : Kastanozem haplique

Numéro de profil : S5c

Coordonnées : 50° 51' 49.3" (lat.); 107° 38' 47.8" (long.) ; 705 m (alt.)

Situation topographique : thalweg

Géologie : till glaciaire modérément calcaire

Occupation du sol : prairie

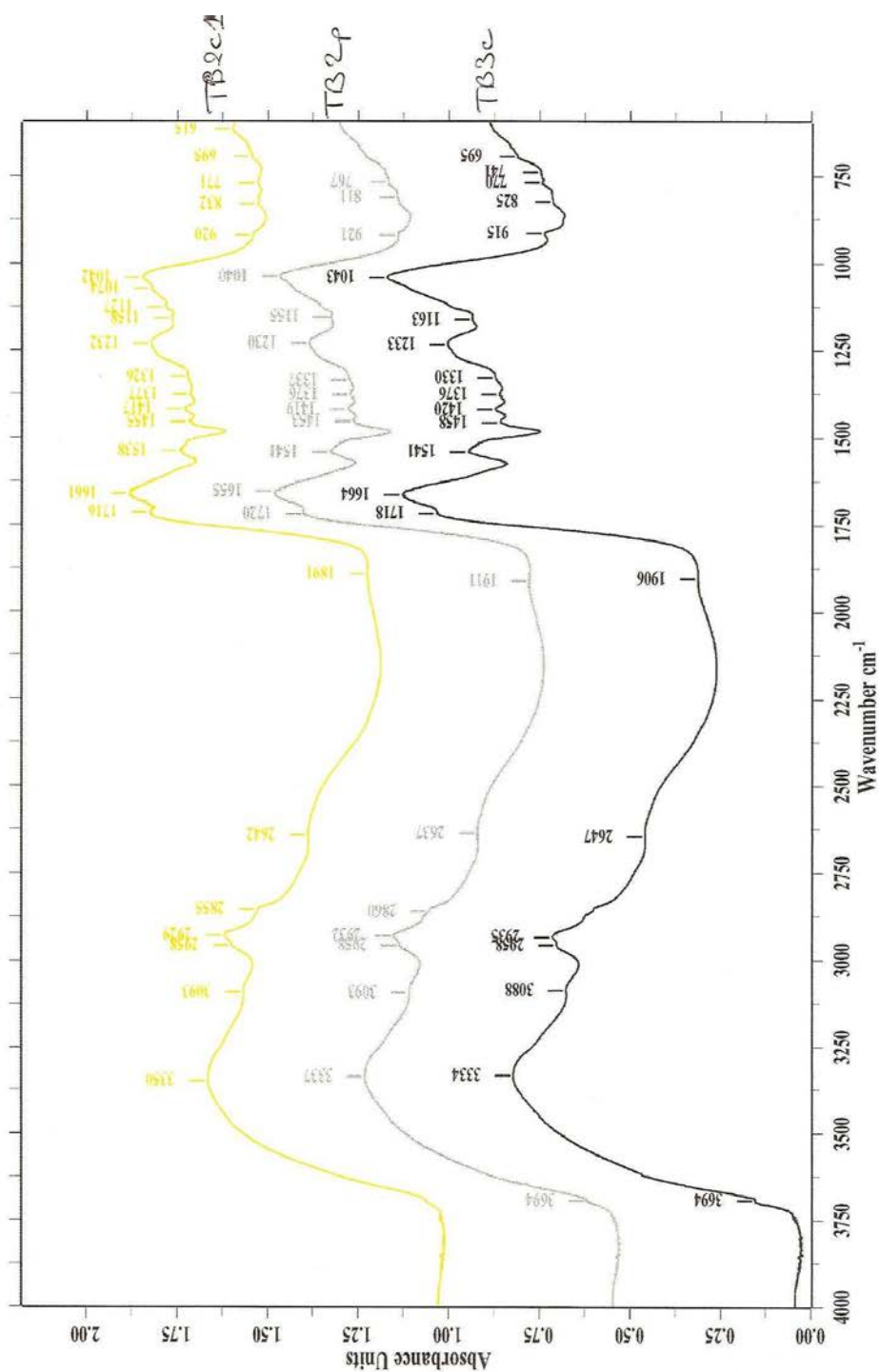
Description :

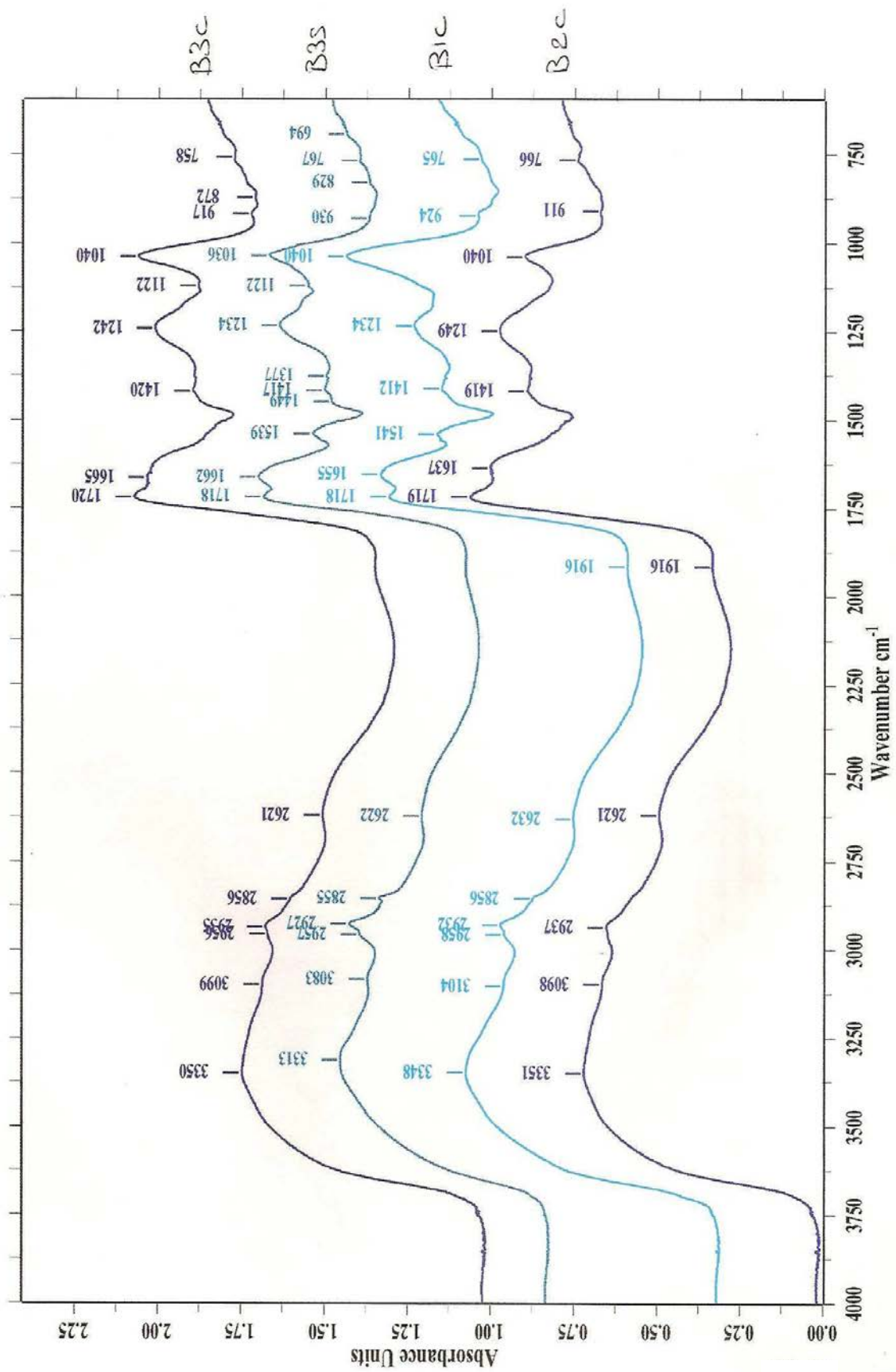
Horizon/Profondeur (cm)	Couleur	Structure	Texture	Réaction à HCl	Remarques
0-10	2.5Y3/2	1: prismatique, 2: microagrégats	LAS	Nulle	Matrice hydrophobe ; Matelas feutré de racines
10-30	10YR5/3	1: prismatique, 2: microagrégats	LSA	Nulle	

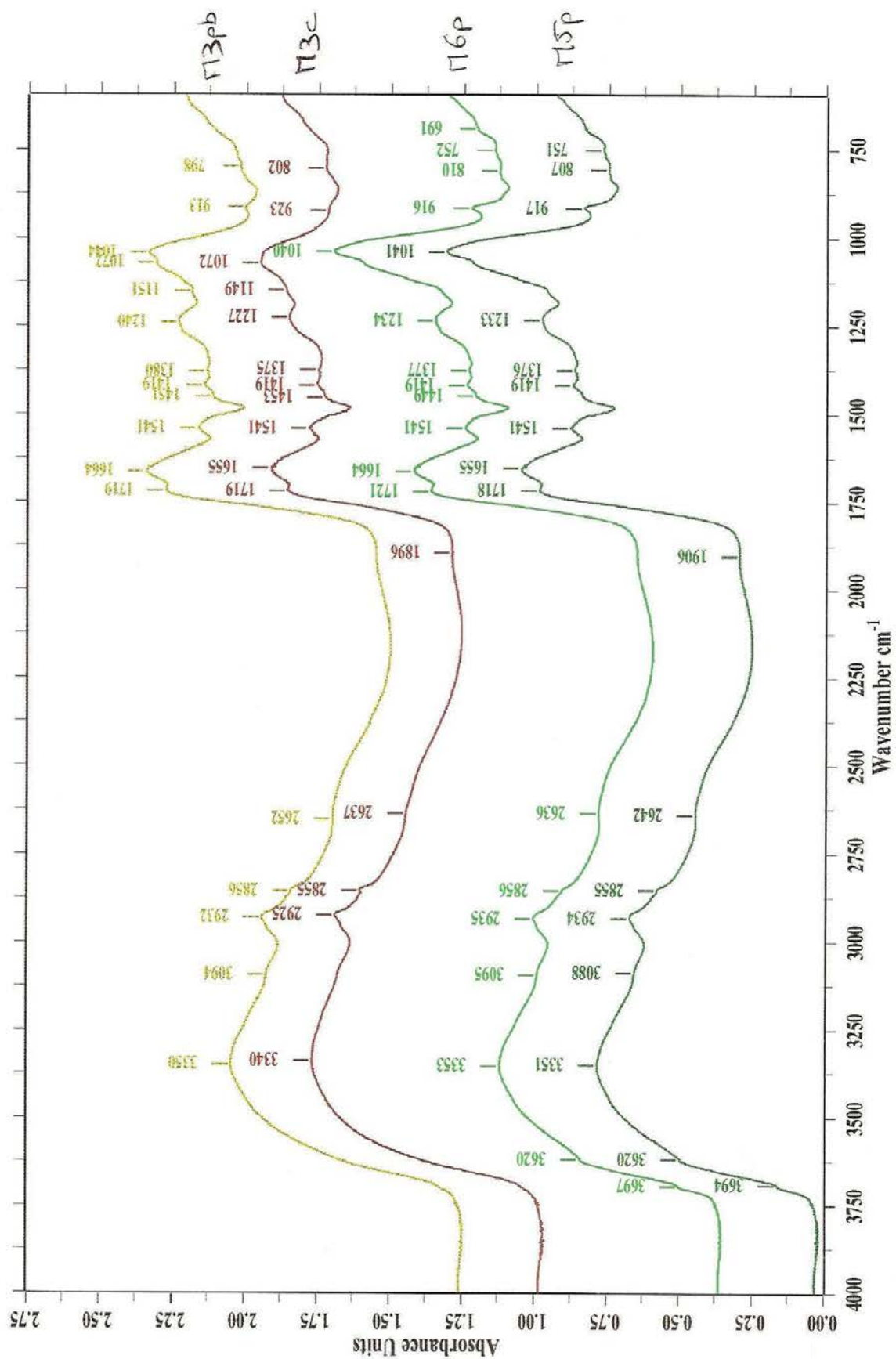
Caractéristiques physico-chimiques

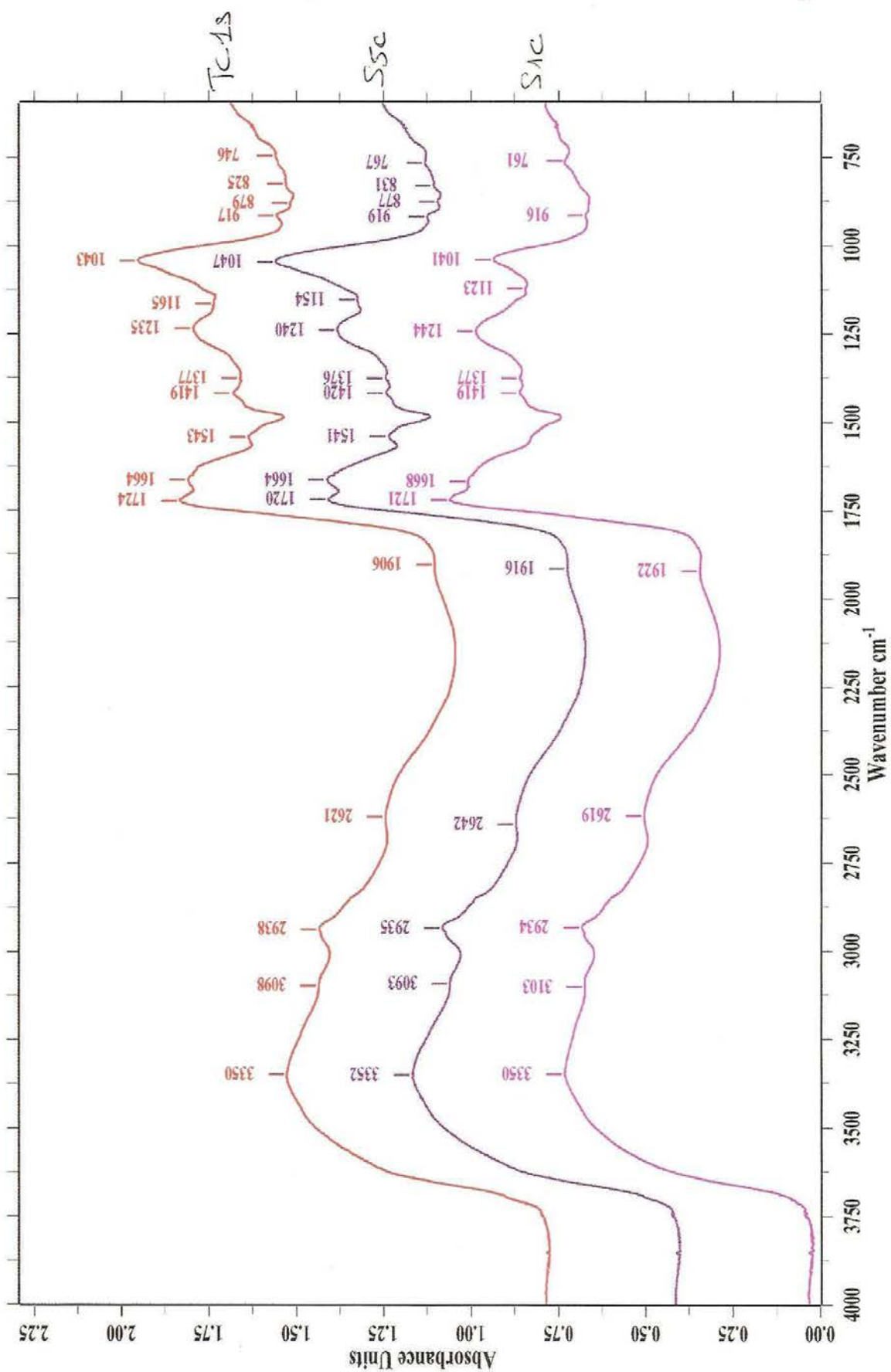
Prof (cm)	pH eau	Granulométrie %					Corg	MO	Ntot	C/N	Calcaire ‰		P2O5 Olsen	Cations échangeables cmol+/kg					S/T
		A	L		S		‰	‰	‰		Tot	Actif	‰	Ca	Mg	K	Na	CEC	%
			LF	LG	SF	SG													
0-10	7.3	30.8	21.5	21.1	18.1	8.5	41.2	70.9	3.9	10.5	3	ND	0.02	18.46	5.26	1.22	0.09	24.5	Sat
10-30	7.3	26.6	14.4	19.3	26.4	13.3	11.4	19.6	1.3	9.1	2	ND	ND	10.89	5.06	0.81	0.15	16.3	Sat

Annexe II.5. Spectres DRIFT des 14 AH, regroupés par région d'origine : région de référence (TB2c1 ; TB2p ; TB3c), étage montagnard (M3pb ; M3c ; M6p ; M5p), Forêt boréale (B3c ; B3s ; B1c ; B2c), Steppe froide (S5c ; S1c) + Tempéré continental (TC1s)

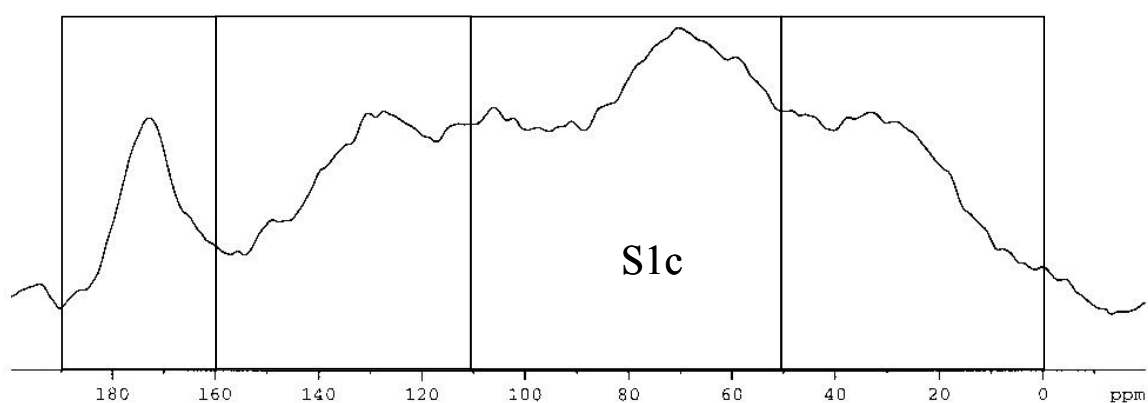








Annexe II.6. Spectres ^{13}C CP/MAS RMN de S1c et B1c à l'état solide (fraction < 50 μm)



160 - 190 ppm : R -CO-R '
 où R ' =OH, H, NH₂

110 -160 ppm :
 C aromatiques

50 -110 ppm: O -alkyl

0-50 ppm: alkyles

