Université du Québec

Institut National de la Recherche Scientifique
Centre Eau Terre Environnement

DÉVELOPPEMENT DE SÉRIES ISOTOPIQUES ET RECONSTITUTION DE LA TEMPÉRATURE ESTIVALE DU DERNIER MILLÉNAIRE À PARTIR DE TIGES SUBFOSSILES DU NORD QUÉBÉCOIS

Par

Maud NAULIER

Thèse présentée pour l'obtention du grade de
Philosophiae doctor (Ph.D.) en Sciences de la Terre

Jury d'évaluation

Examinateur interne	**Pierre Francus** Institut national de la recherche scientifique
Examinatrice externe	**Valérie Daux** Laboratoire des Sciences et du Climat
Examinateur externe	**Martin Simard** Université Laval
Directrice de recherche	**Martine M. Savard** Commission géologique du Canada
Codirecteur de recherche	**Christian Bégin** Commission géologique du Canada
Codirecteur de recherche	**Dominique Arseneault** Université du Québec à Rimouski

© Droits réservés de NAULIER Maud, 2014

RÉSUMÉ

Les données climatiques disponibles pour le Nord-est du Canada sont limitées aux données instrumentales dont la période couverte n'excède pas soixante ans. Pour combler ce manque de données et comprendre la dynamique du climat de cette région, nous avons utilisé les séries isotopiques du carbone et de l'oxygène ($\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$) contenues dans les cernes de croissance d'épinettes noires de la forêt boréale comme indicateurs du climat dans le but de le reconstituer sur le dernier millénaire.

La première partie de ce projet repose sur la détermination de la variabilité intra- et inter-arbre des séries isotopiques contenues dans quatre épinettes noires riveraines d'un lac boréal (lac L20), et sur la caractérisation de la relation entre ces séries isotopiques et divers paramètres climatiques (articles 1 et 2). L'étude menée sur les séries $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ provenant de deux hauteurs d'échantillonnage (1 et 4 m) a mis en évidence le fait que ces séries montraient des variabilités statistiquement similaires et que la combinaison des deux hauteurs permettait de mieux rendre compte du registre isotopique représentatif du site d'étude. Ces observations indiquent que combiner les séries isotopiques provenant d'arbres vivants et de tiges subfossiles (dont la hauteur d'échantillonnage est inconnue et variable entre les arbres) n'introduira pas de fausses tendances à l'échelle du millénaire (article 1).

Le calcul des corrélations statistiques (R Pearson) entre les séries isotopiques et divers paramètres climatiques (température, précipitations, humidité, etc.) a permis de déterminer les principaux paramètres climatiques qui contrôlent l'assimilation des isotopes par l'arbre dans le nord-est du Canada. Les résultats ont démontré que les valeurs $\delta^{13}C$ étaient plus sensibles que les séries $\delta^{18}O$ aux variations de la température estivale et de l'indice du déficit de pression de vapeur estivale ainsi que des précipitations printanières. Les séries $\delta^{18}O$ quant à elles, répondent mieux aux températures maximale et moyenne, à l'indice climatique (somme précipitations - moyenne des températures maximales) et aux précipitations d'été (article 1). Les plus fortes corrélations ont été obtenues tout au long de la période instrumentale (corrélations de Pearson en fenêtre de 9 ans) et des problèmes de divergence ont été mis en évidence. En effet, les séries $\delta^{13}C$ ne corrèlent plus après 1975 à la température estivale qui a fortement augmenté sur les dernières décennies. Après les années 1990, les séries $\delta^{13}C$ ne corrèlent plus avec les précipitations printanières qui ont oscillé entre stabilité et décroissance depuis lors. Les séries $\delta^{18}O$ montrent une baisse alors

que la température augmente fortement après les années 2000, ce qui témoigne d'une divergence tardive. Ainsi, cette première partie de la recherche a permis de démontrer que la série $\delta^{18}O$ était un meilleur indicateur que la série $\delta^{13}C$ pour reconstituer la température maximale sur le dernier millénaire pour le nord-est canadien (article 2).

La deuxième partie de la thèse est centrée sur la production de la série $\delta^{18}O$ millénaire et la reconstitution de la température maximale estivale (article 3). Grâce à une sélection visuelle et la détermination du coefficient $\Delta_{lignine\text{-}cellulose}$ des tiges subfossiles, il a été possible de déterminer qu'elles étaient bien conservées et que leur intégrité isotopique était préservée. Afin d'obtenir une résolution annuelle avec un nombre de réplicas suffisants sur le millénaire la méthode existante de découpe de cernes par cohortes a été adaptée et optimisée. Ainsi, 230 tiges subfossiles et 5 troncs d'arbres vivants ont été découpés afin de produire une série isotopique millénaire (997-2006).

Les températures ont été reconstituées en couplant les résultats obtenus par les modèles de régression linéaire simple et de *linear scaling*. La série climatique résultante a conservé 64% de la variance observée et elle a une variabilité totale de 2.6°C. La qualité de notre reconstitution ont été mises en évidence par de nombreuses ressemblances avec des reconstitutions basées sur des séries de cernes (nord-est du Canada, Fennoscandie, ouest du Canada) et d'autres se basant sur des indicateurs indépendants (varves, glaciers, pollens). Trois périodes climatiques contrastées ont été identifiées : une chaude (997-1250) attribuée à la période médiévale, une froide (1450-1880) correspondant au Petit Âge glaciaire et enfin, la période moderne (1950-2000) relativement froide avec un fort réchauffement sur les trois dernières décennies. Un des résultats majeurs de cette étude est d'avoir confirmé que la période médiévale a été la période la plus chaude de ce dernier millénaire (+0.2°C que le dernier siècle). De plus, nous suggérons que les passages des périodes froides aux périodes chaudes du dernier millénaire ont été causés par le forçage solaire, et que la période froide du Petit Âge glaciaire correspondait à la période de chevauchement entre plusieurs épisodes volcaniques (éruptions inconnue de 1809, du Tambora en 1815 et du Cosigüina en 1835) et le minimum solaire de Dalton.

ABSTRACT

Climatic data available for northeastern Canada are limited to instrumental records which do not cover more than sixty years. In order to fill this gap and understand climate dynamics in this area, carbon and oxygen isotopic series ($\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$) from annual growth rings of boreal black spruce trees have been used as proxies of climate in order to reconstruct summer temperatures over the last millennium.

The first objective of this research was to determine the inter- and intra-tree variability of isotopic series contained in five riparian black spruce trees along a boreal lakeshore (L20 lake), and to characterize the relationships between isotopic series and several climatic parameters (1st and 2nd articles). The $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ series obtained from two different sampling heights (1 and 4 m) vary similarly, and their combination has produced a reliable isotopic series representative of the study site. These observations indicate that combining isotopic series from living trees and subfossil stems (unknown and variable sampling heights) would not introduce false trends when used for the millennium reconstruction.

The statistical correlations (R Pearson) between isotopic series and several climatic parameters (temperature, precipitation, humidity, etc.) have permitted determining the main parameters controlling the isotopic assimilation in northeastern Canada trees. Results have demonstrated that $\delta^{13}C$ values significantly correlate with summer temperature and vapor pressure (vapor pressure deficit index), and spring precipitation. The $\delta^{18}O$ series strongly correlates with summer maximal and mean temperatures, climatic index and precipitation (1st article). We have also analyzed the highest correlations over the instrumental period (9-years moving window) and have highlighted divergence problems. The $\delta^{13}C$ series diverged from summer temperature, which strongly increased after 1975, and with spring precipitation which decreased since 1990. The $\delta^{18}O$ series has decreased whereas the temperatures have strongly increased since 2000, indicating a late divergence. As a consequence, this first part of the research has permitted to demonstrate that the $\delta^{18}O$ series constitutes the best proxy for the maximal temperature reconstruction over the last millennium for northeastern Canada.

The second part of the research is centered on the production of a millennial $\delta^{18}O$ series and the reconstruction of the maximal temperature (3rd article). With a visual screening of subfossil stem segments and the estimation of the lignin-cellulose isotopic difference ($\Delta_{lignin-}$

$_{cellulose}$), it has been possible to determined that the isotopic integrity of the subfossil tree rings was well preserved. In order to obtained the maximal replication and annual resolution, the previously proposed cohort sampling method has been adapted and optimized. In total, 230 subfossil stems and five living trees have been sampled in order to produce the millennial isotopic series (997-2006).

Maximum summer temperature has been reconstructed using the average result from the linear regression and linear scaling models. The final climatic series reproduces 64% of the observed variance, with 2.7°C variability over the millennium. The robustness and validity of the reconstruction have been highlighted by its similarities with reconstructions based on tree-ring (northeastern Canada, Fennoscandia, and western Canada) and other ones using independent proxies (varve, ice core and pollens). Three contrasted climatic periods have been identified: a warm one (~997-1250) attributed to the medieval warm period, a cold one (~1450-1880) corresponding to the little ice age, and the modern period (1900-2000) generally cold, but warming during the last three decades. One of the main findings is that the medieval period has been the warmest over the last millennium (+0.2°C than the last one) in the studied region. Moreover, our reconstruction suggests that the alternation of cold and warm periods could have been mainly controlled by changing solar radiations, and that the coldest period of the little ice age seems to be linked to the combined effects of the Dalton solar minima and successive volcanic eruptions (unknown 1809, Tambora 1815 and Cosigüina 1835).

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à rappeler un certain voyage en train qui a donné l'opportunité à Yves Bégin et Christian Bégin de développer l'idée d'un projet paléoclimatique sans quoi je ne serais probablement jamais venue sur le territoire québécois. Je voudrais remercier personnellement Yves qui, de par son dévouement et sa passion pour le Nord québécois, a fait naître le projet ARCHIVES.

Je remercie ainsi toute l'équipe ARCHIVES pour nos rencontres aux combien enrichissantes tant sur le plan scientifique que sur le plan humain. Plus particulièrement, je souhaiterais dire à Étienne Boucher, Luc Perrault et Joël Guiot que ma rencontre avec vous m'a été bénéfique en tant que future scientifique et novice dans le monde de la recherche. Je tiens également à remercier sincèrement Fabio Gennaretti et Julia Autin qui m'ont accompagnée durant mes travaux de terrain en terre inconnue, la Baie James, puis pour leur aide, mais aussi et surtout pour leur gentillesse et leur convivialité, plus que des collègues ce sont des amis que j'ai rencontrés durant cette première semaine de thèse.

J'aimerais également remercier tous les doctorants et étudiants à la Maîtrises que j'ai eu la chance de côtoyer, entendez par là les personnes qui ont partagé la même aventure que moi pendant quatre ans : Sandy Erni, Nanie Ayotte, Josué Jotzy, Lauriane Dinis et Christian Alvarez. Merci pour votre soutien, votre motivation (surtout pendant les périodes difficiles!) et la bonne ambiance partagée. Sans vous ces quatre années auraient été beaucoup plus exigeantes. Merci également à Thibault Labarre, Angus Calderhead et François Lapointe pour les 5 à 7 de décompression!

Je voudrais dire un grand merci à Antoine Nicault qui m'a permis de me sentir chez moi et en confiance lors de mes premiers mois à Québec. En plus de sa gentillesse, il m'a également apporté une connaissance accrue en statistique avec le logiciel R notamment, mais aussi avec toutes les bases nécessaires pour bien commencer mes travaux doctoraux.

Et puis il y a Joëlle Marion, notre marraine de recherche à tous, notre lumière dans les tunnels, notre amie qui a toujours été là pour moi durant quatre ans. Merci Joëlle pour tes talents de chaperon, pour ta gentillesse, ta compréhension et ta persévérance qui a souvent été mise à l'épreuve malgré que tu ne l'aies jamais fait paraitre!

Merci également à Dominique Arseneault, mon co-directeur qui a su m'enseigner l'art de la dendrochronologie sur le terrain dès mon arrivée et qui a également contribué à l'élaboration des articles et de la thèse finale. Merci pour ta patience, ta rigueur, et pour m'avoir transmis ta passion des arbres.

Je remercie mon co-directeur Christian Bégin, de m'avoir soutenue tout au long de ces années, de ne pas avoir baissé les bras dans des moments plus délicats. Je ne serais surement pas là sans ton enthousiasme, tes connaissances, ta motivation et ta gentillesse. Et merci aussi de ta complicité avec Martine, votre équipe soudée m'a souvent remonté le moral, poussée à continuer et ravie de travailler dans une ambiance décontractée et conviviale.

Je voudrais faire un remerciement tout spécial à mon copain Jean-François Grenier, qui m'a rencontrée au début de ce doctorat et qui m'a soutenue durant toutes les périodes et surtout supportée! On sait tous les deux que cela n'a pas été facile tous les jours! Et merci à mes amis de parcours, Charlotte Athurion, Élisabeth Portal, Pauline Riche, Justine Carlier, François Zaviska, Manon Letribot, Jean-Batiste Torterotot et tous mes amis de France qui ont toujours été là pour moi.

Puisque l'on dit communément que le meilleur est pour la fin, il était évident que je terminerais mes remerciements par ma directrice Martine Savard. Tu as été pendant ces années un mentor au combien important. Ta rigueur m'a appris que rien n'est jamais acquis et que tout doit être revu et retravaillé pour s'approcher au plus près de la perfection (je sais ce n'est pas encore gagné mais on y travaille!). Ta passion de la recherche, ta bonne humeur et ta persévérance ont été les moteurs de cette thèse. Je te remercie d'avoir cru en moi, de m'avoir donné confiance en mes capacités et de les avoir suivies jusqu'à la fin.

Je dédie cette thèse à mes parents et à mon frère qui m'ont apporté leur soutien quand bien même ma décision de faire un doctorat m'éloignait d'eux et qui m'ont épaulée tout au long de ces années.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ iii

ABSTRACT v

REMERCIEMENTS vii

TABLE DES MATIÈRES ix

LISTE DES TABLEAUX xiv

LISTE DES FIGURES xv

LISTE DES ABBRÉVIATIONS ET DES SIGLES xvii

SECTION I. SYNTHÈSE 19

CHAPITRE 1. Introduction 21

1.1. Contexte général 21

1.2. Problématique 26

1.3. Revue de la littérature dendrogéochimique appliquée aux études paléoclimatiques 29

1.3.1 Formation d'un cerne de croissance 29

1.3.2 Les isotopes stables 30

1.3.3 Divergence des séries isotopiques $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ relativement à la température 43

1.3.4 La dendrogéochimie et la recherche sur les paléoclimats 44

1.4 Objectifs du projet de recherche 45

1.5 Site d'étude et climat de la région 46

1.5.1 Site d'étude 46

1.5.2 Climat régional 48

1.6 Méthodologie 50

1.6.1 Échantillonnage des arbres 50

1.6.2 Sous-échantillonnage 51

1.6.3 Approche statistique 53

CHAPITRE 2. Synthèse des résultats.....55

2.1 Variabilité isotopique intra-arbres et inter-arbres (sous-objectif 1.1) 55

2.2 Corrélations entre les séries isotopiques et les paramètres climatiques (Objectif 1) 58

2.2.1 Signification climatique des valeurs $\delta^{13}C$ 59

2.2.2 Signification climatique des valeurs $\delta^{18}O$ 60

2.3 Production de la série $\delta^{18}O$ millénaire (objectif 2 et 3) 63

2.3.1 Méthode d'échantillonnage et de découpe : avantages et résultats 63

2.3.2 Intégrité isotopique de la série $\delta^{18}O$ millénaire (sous-objectif 3.1) 66

2.4 Reconstitution de la température estivale sur le dernier millénaire (objectif 3) 69

2.4.1 Choix de la méthode de reconstitution 69

2.4.2 Tendances de la reconstitution i-STREC sur le dernier millénaire 71

2.4.3 Forçages climatiques 72

2.4.4 Comparaison i-STREC et STREC.....74

CHAPITRE 3. Apports à la recherche et perspectives.....77

3.1 Introduction générale des apports à la recherche 77

3.2 Les séries $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des épinettes noires riveraines comme indicateurs du climat 78

3.3 L'utilisation des séries $\delta^{18}O$ pour reconstituer la température maximale estivale du Nord-est québécois 79

3.4 Une nouvelle série de température pour le Nord-est québécois 79

3.5 Diffusion des résultats de la recherche et perspective sur la dendrogéochimie appliquée aux études climatiques.....80

SECTION II. LES ARTICLES 83

CHAPITRE 4. Article I - Carbon and oxygen isotopes of lakeshore black spruce trees in northeastern Canada as proxies for climatic reconstruction 85

Abstract 87

4.1 Introduction **88**

4.2 Material and methods **90**

4.2.1 Study area 90

4.2.2 Lake and living trees selection 90

4.2.3 Laboratory treatment and isotopic analyses 91

4.2.4 Climate variables and statistic treatments 92

4.3 Results **94**

4.3.1 Inter-tree comparisons 94

4.3.2 Statistical analysis between isotopic ratios and climatic parameters 96

4.4 Discussion **98**

4.4.1 Inter-tree isotopic variations 98

4.4.2 Responses of $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ series to climate 98

4.4.3 Implication for future climatic reconstruction 100

4.5 Conclusions **100**

Acknowledgements **101**

References **102**

CHAPITRE 5. Article II - Temporal instability of isotopes-climate statistical relationships - A study of black spruce trees in northeastern Canada **107**

Abstract **109**

5.1 Introduction **110**

5.2 Materials and methods **112**

5.2.1 Ecology and climate of the study area 112

5.2.2 Samples and laboratory treatment 115

5.2.3 Climate data 116

5.2.4 Statistical treatments 117

5.3 Results and interpretation **118**

5.4 Discussion **122**

5.4.1 Influence of climatic parameters on the isotopic values 122

5.4.2 Highlighting a divergence between the isotopic series and climatic parameters .. 123

5.4.3 Possible explanations for the observed dendroisotopic divergence 126

5.5 Conclusion 127

Acknowledgments 128

References 129

Supplementary information 133

CHAPITRE 6. Article III - A millennial summer temperature reconstruction for north eastern Canada using oxygen isotopes in subfossil trees 135

Abstract 137

6.1 Introduction 138

6.2 Materials and methods 140

6.2.1 Study area 140

6.2.2 Tree stem selection and sampling strategy 141

6.2.3 Laboratory treatment 143

6.2.4 Cohort corrections and climatic reconstruction 143

6.3 Results and discussion 146

6.3.1 Development of $\delta^{18}O$ chronology 146

6.3.2 Model validation and millennial climatic reconstruction 148

6.4 Conclusion 156

Acknowledgments 156

References 158

RÉFÉRENCES (excluant celles des articles) 163

RÉFÉRENCES NUMÉRIQUES 170

ANNEXES 171

ANNEXE 1 : Chronologie et durées de vie des tiges subfossiles prélevées au lac L20 173

ANNEXE 2. Procédures analytiques de laboratoire 174

ANNEXE 3. Variabilités isotopiques intra-arbres, intra-sites et inter-sites.....179

ANNEXE 4 : Méthode de sous-échantillonnage 181

ANNEXE 5. Calcul des valeurs $\delta^{18}O$ annuelles 183

ANNEXE 6. Choix de la méthode d'ajustement des cohortes.....187

ANNEXE 7. Patron de croissance des arbres vivants 191

ANNEXE 8. Comparaison i-STREC et STREC 193

ANNEXE 9. Résultats $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des échantillons analysés 195

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Récapitulatif du nombre de sous-échantillons d'arbres et de tiges sélectionnés, traités et analysés pour leurs valeurs isotopiques. 52
Tableau 2. EPS (Expressed population signal) pour les séries $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ et la série moyennée à deux hauteurs d'échantillonnage.....56
Tableau 3. Récapitulatif des corrélations de Pearson calculées entre les séries $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ et les séries climatiques.....58
Tableau 4. Résultats des valeurs $\delta^{18}O$ pour la lignine et la cellulose 67
Tableau 5. Pearson correlations between $\delta^{13}Ccor$ (Suess effect corrected), $\delta^{13}C_{PIN}$ (PIN corrected) and $\delta^{18}O$ values (mean of series from two heights) and climatic parameters. 97
Tableau 6. Location of sites, correlations (r Pearson) between their isotopic series, and distance between sites (km). 112
Tableau 7. EPS calculate for $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ for the three sites HM1, DA1 and L20. 115
Tableau 8. Correlations between $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ series from the studied sites and their average with climatic parameters 119
Table 9 Calibration and verification statistics using maximal temperature series from CRU TS3.1. 145
Tableau 10. Récapitulatifs des corrélations inter-arbre pour les séries $\delta^{18}O$. 179
Tableau 11. Récapitulatifs des corrélations inter-arbre pour les séries $\delta^{13}C$. 179
Tableau 12 Variabilités isotopiques entre les quatre sites isotopiques du projet ARCHIVES (sans le labrador). 180
Tableau 13. Résultats $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des arbres vivants découpés annuellement. 195
Tableau 14. Résultats $\delta^{18}O$ des cohortes 200
Tableau 15. Résultats $\delta^{18}O$ des segments de jonction 236

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Précipitations normalisées…… 26
Figure 2. Température moyenne estivale du CRU T.S 3 pour la période 1901-2010……27
Figure 3. Localisation des études dendrochronologiques mondiales pour le dernier millénaire……28
Figure 4. Anatomie d'une tige d'arbre vue en section……30
Figure 5. Schématisation des fractionnements du carbone …… 33
Figure 6. Schéma récapitulatif des fractionnements de l'oxygène et sa variabilité dans l'arbre…… 40
Figure 7. Localisation du site d'étude……... 47
Figure 8. Exemple d'arbres et de tiges échantillonnés…….. 48
Figure 9. Température et précipitations mensuelles et annuelles……49
Figure 10. Variabilité intra-arbres des séries……56
Figure 11. Corrélations de Pearson…….. 60
Figure 12. Changements des conditions printanières et estivales sur la série $\delta^{18}O$…… 62
Figure 13. Valeurs $\delta^{18}O$ des cohortes non ajustées sur le millénaire…… 65
Figure 14. Séries $\delta^{18}O$ millénaire et la comparaison lignine/cellulose…… 68
Figure 15. Reconstitution de la Tmax estivale (i-STREC)…… 70
Figure 16. Reconstitution i-STREC…….. 73
Figure 17. Location of the study area in the northeastern Québec…… 91
Figure 18. Comparison between the four individual black spruce trees …… 95
Figure 19. Comparison of $\delta^{13}C$ series and $\delta^{18}O$ series for two different sampling heights…..96
Figure 20. Correction for changes in atmospheric CO_2 …….. 97
Figure 21. Location of studies sites and meteorological stations……113
Figure 22. June to August z-score Climatic index and seasonal normalized maximal temperature……..114
Figure 23. Buishand statistical test…….. 118
Figure 24. Mean of the $\delta^{13}C$ series for all sites as a function of time……120
Figure 25. Mean of $\delta^{18}O$ series for all sites as a function of time……...121
Figure 26. The 21-year running correlations of the $\delta^{18}O$ mean and $\delta^{13}C$ series of the three studied sites……124
Figure 27. Mean degree days and the number of days of the growing season……...125

Figure 28. Site location and lake L20……..140
Figure 29. Illustration of the sampling strategy……..142
Figure 30. Millennial raw $\delta^{18}O$ series (1000-2010)……147
Figure 31. i-STREC…… 149
Figure 32. Comparison between i-STREC and other temperature reconstructions…… 152
Figure 33. Volcanic and solar forcings…… 156
Figure 34. Chronologie des durées de vie des échantillons subfossiles à L20……173
Figure 35. Exemple de rayons mesurés et découpés pour un échantillon subfossile…….. 174
Figure 36: Schéma d'un spectromètre de masse de rapport isotopique…….. 176
Figure 37. Spectromètre de masse et périphériques du delta-lab……. 177
Figure 38. Représentation schématique des 12 cohortes obtenues……. 181
Figure 39. Schéma d'une cohorte……182
Figure 40.Calcul des valeurs $\delta^{18}O$ quasi-annuelles……..183
Figure 41. Schéma récapitulatif de la procédure de sous échantillonnage et du calcul des valeurs $\delta^{18}O$ annuelles……..185
Figure 42. Exemple de correction par les segments de jonction…… 188
Figure 43. Comparaison des deux différentes méthodes de correction cohorte par cohorte …….....189
Figure 44. Comparaison valeurs $\delta^{18}O$ corrigées et brutes pour quatre cohortes particulières……. 190
Figure 45. Patrons de croissance des arbres vivants…….. 191
Figure 46. Comparaison i-STREC et STREC…… 193

LISTE DES ABBRÉVIATIONS ET DES SIGLES

$\delta^{13}C$: rapport isotopique du carbone

$\delta^{18}O$: rapport isotopique de l'oxygène

‰ : pour mille

EPS : expressed population signal

STREC: summer temperature reconstruction of eastern Canada

i-STREC: isotopic summer temperature reconstruction of eastern Canada

SJ : segments de jonction (en anglais join-point= JP)

C : cohorte

DPV : déficit en pression de vapeur

SECTION I.

Synthèse

CHAPITRE 1. Introduction

1.1. Contexte général

Le réchauffement du système climatique terrestre est sans équivoque et, depuis les années 1950, beaucoup de changements climatiques observés sont sans précédent par comparaison aux derniers siècles voire les derniers millénaires (GIEC, 2013). Le dernier rapport du groupe d'experts inter-gouvernementale sur l'évolution du climat paru en 2013 démontre que la tendance linéaire au réchauffement entre 1880 et 2012 a été en moyenne de 0.85°C, augmentation majoritairement enregistrée au cours des trois dernières décennies, successivement plus chaude l'une après l'autre. Outre l'augmentation croissante de la température à l'échelle du globe, c'est toute « la machinerie climatique » qui s'est modifiée au cours des derniers siècles : le réchauffement océanique en surface (0-75m) a augmenté en moyenne de 0.11°C entre 1971 et 2010, la fonte des couvertures de neige et de glace a fortement augmenté notamment pour le Groenland entre les périodes 1992-2001 et 2002-2011 (34 Gt.an-^{1} contre 215 Gt.an^{-1}, respectivement), le niveau moyen des mers du globe s'est élevé en moyenne de 0.19 m entre 1901 et 2010, et les concentrations de gaz à effet de serre ont augmenté, particulièrement pour le dioxyde de carbone (CO_2), de 40% depuis l'époque préindustrielle (IPCC, 2013). Depuis le rapport de 2007 du GIEC, l'influence des activités anthropiques sur le réchauffement post-industriel a été démontrée. Ces récents constats justifient les craintes des climatologues concernant le climat futur et ses impacts possibles sur les sociétés humaines. La nécessité de mieux prévoir l'évolution du climat, les réponses du système climatique global à l'accumulation des gaz à effets de serre, et de quantifier les adaptations possibles que l'homme devra entreprendre face à tous ces changements est devenue primordiale.

Les rapports établis par le GIEC s'appuient sur des modélisations statistiques et mathématiques qui prennent en compte les paramètres climatiques passés et actuels. En effet, l'étude du paléoclimat est l'unique moyen de comprendre les mécanismes qui régissent à long terme les interactions entre ces diverses composantes : atmosphère, océans, glaces et continents. Par conséquent, l'un des enjeux majeurs pour les climatologues est de comprendre les mécanismes qui mènent aux fluctuations climatiques des millénaires passés, afin d'établir les modèles climatiques les plus fiables et les plus réalistes de l'évolution future du climat. Comme les données générées par les stations

météorologiques et hydrologiques sur la surface du globe ne sont que récentes (dernier siècle), il est nécessaire d'avoir recours aux archives naturelles pour documenter les climats anciens à des échelles de temps beaucoup plus longues.

Les carottes glaciaires peuvent donner une bonne résolution temporelle (quasi-annuelle) ou bien couvrir de très longues périodes (≈810 000 ans, Antarctique, Dôme C; Mangini *et al.,* 2005; Wolff *et al.,* 2010). En revanche, l'utilisation de ses archives est limitée aux régions où la glace est assez abondante pour rester bien conservée au fur et à mesure des années. Les spéléothèmes sont davantage répandus et peuvent fournir des reconstitutions couvrant de longues périodes (≈5000 ans); ils offrent cependant une résolution temporelle minimale de 5 à 10 ans dans certains cas, mais plus souvent autour de 100 ans (Fairchild *et al.,* 2006; Mangini *et al.,* 2005). Les enregistrements fournis par les coraux peuvent quant à eux couvrir des périodes de 100 voire 1000 ans, mais sont limités aux régions tropicales. De nouvelles recherches tentent de démontrer que les coraux pourraient être utilisés à une résolution annuelle, voire biannuelle. Cependant, ces études montrent que les résultats obtenus varient suivant le site choisi et ne sont représentatifs que sur de courtes durées (vingt ans en moyenne; Giry *et al.,* 2010; Lough, 2004). Les sédiments marins et lacustres sont aussi utilisés comme archive naturelle et couvrent également des milliers d'années, avec une résolution annuelle pour des sédiments varvés. Les pollens peuvent également être étudiés pour reconstituer le climat ou les biomes passés. Leur utilisation est particulièrement répandue, car leur couverture géographique n'est pas seulement limitée aux pôles et leurs zones d'enregistrement sont vastes (des terres humides aux steppes). Les reconstitutions que l'on obtient grâce aux pollens peuvent couvrir des périodes de plus de 100 000 ans (Jahns *et al.,* 1998). En revanche, leur résolution temporelle optimale est comprise entre 10 et 20 ans.

Même si plusieurs archives naturelles offrent une résolution annuelle, comme par exemple les glaciers, les varves de sédiments lacustres ou les cernes de croissance d'arbres, il apparaît que seuls ces derniers permettent une datation annuelle voir intra-annuelle absolue, en raison de la croissance saisonnière régulière en milieu tempéré et de la formation de cernes de croissance annuels qui en découle (Fritts, 1976). Les arbres présentent également l'avantage, par rapport aux glaciers par exemple, d'avoir une répartition géographique très étendue (4 milliards d'hectares de forêt soit 31% de la surface du globe; FAO, 2014), ce qui permet des reconstitutions climatiques régionales dans les régions tempérées, boréales, subarctiques et subtropicales de l'hémisphère Nord. Des reconstitutions climatiques basées sur les cernes des arbres ont également vu le jour dans l'hémisphère Sud (Roig *et al.,* 2011) dans les régions tropicales ou tempérées, mais leur nombre est encore très restreint par rapport aux études effectuées dans l'hémisphère Nord.

L'analyse des paramètres physiques des cernes de croissance des arbres (largeur et densité) permet de caractériser les fluctuations du climat. En effet, chaque patron de croissance est représentatif de l'environnement et du climat régional qui lui est propre. Par exemple, des étés chauds et humides seront caractéristiques de larges cernes bien définis alors que des étés froids et secs seront plutôt le reflet de cernes étroits voir pâles ou absents. Cette caractéristique est particulièrement avantageuse pour l'utilisation des arbres, puisqu'elle permet d'obtenir une signature climatique régionale à travers les patrons de croissance des arbres d'un même site voir de plusieurs sites d'une même région. Toutefois, la durée de vie des arbres ne couvre que quelques siècles et ne dépasse que très rarement le millénaire (par exemple le pin Bristlecone ou encore le sequoia). Cette caractéristique est donc un frein à la compréhension des climats anciens puisqu'elle limite dans le temps les reconstitutions climatiques dans la plupart des régions tempérées. Pour pallier ce problème, les chercheurs utilisent des bois subfossiles provenant d'œuvres de construction, de tourbières, ou encore de lacs. Grâce aux patrons de croissance qui présentent les mêmes signatures climatiques régionales, il est possible de dater les arbres morts à partir des arbres vivants (dont l'âge est connu) par le principe d'interdatation et ainsi d'allonger les séries dendrochronologiques sur plusieurs siècles ou millénaires. Leur bon degré de préservation est cependant la condition *sine qua non* à leur utilisation dans une série dendrochronologique (McCarroll et Loader, 2004; Savard *et al.,* 2012). Ainsi, de longues séries remontant parfois à plusieurs siècles ou millénaires ont pu être construites, surtout dans la partie nord hémisphérique (Briffa *et al.,* 2004; Cook *et al.,* 2002; D'Arrigo *et al.,* 2009; D'arrigo and Jacoby, 1993; Gennaretti *et al.,* 2013; Helama *et al.,* 2002), et quelques-unes dans l'hémisphère sud (Roig *et al.,* 2011). Par exemple, dans le nord de l'Europe, une chronologie de 7000 ans a été établie à partir de pins vivants et subfossiles provenant de lacs (Eronen *et al.,* 2002; Grudd *et al.,* 2002). Au Québec, une chronologie d'environ 1400 ans a été récemment construite (Gennaretti *et al.,* 2014c) à partir d'épinettes noires de la forêt boréale.

Les signaux climatiques enregistrés dans les séries dendrochronologiques s'expriment en haute, moyenne et basse fréquences. Les hautes fréquences comprennent les variations interannuelles de la croissance et les variations comprises dans un intervalle d'une dizaine d'années. Les moyennes fréquences vont de quelques dizaines d'années à plus de 100 ans. Enfin, les variations de basse fréquence sont supérieures à plusieurs centaines d'années et peuvent, dans certains cas, excéder la période couverte par une chronologie donnée (Nicault *et al.,* 2011). Dans le cas des séries de largeurs ou de densités de cernes, il est impératif de procéder à une étape dite de standardisation. En effet, la croissance des cernes peut être influencée par un grand nombre de facteurs indépendants des conditions climatiques tels que la compétition, la disponibilité en nutriments, les maladies, les épidémies d'insecte, l'âge des arbres, etc. Les méthodes de standardisation habituellement utilisées

en dendrochronologie permettent ainsi d'uniformiser les données afin de faciliter leur comparaison d'un arbre à l'autre en retirant les éléments de différence quant à l'âge et au vécu de chaque individu. La standardisation peut ajouter une difficulté dans l'établissement des températures réelles sur le millénaire (Gagen *et al.,* 2007).

Il existe depuis une cinquantaine d'années, une approche de reconstitution climatique basée sur les variations des rapports isotopiques contenus dans les cernes de croissance d'arbres. Déjà en 1947, Urey énonçait l'idée que les composés carbonés des plantes synthétisés à différentes températures pouvaient contenir des quantités variables de ^{13}C (Urey, 1947). Plus tard, en 1954, Craig établit pour la première fois une corrélation entre les valeurs isotopiques du carbone ($\delta^{13}C$) des arbres et celles du CO_2 atmosphérique (Craig, 1954). L'approche a été reprise et améliorée, permettant non seulement aux séries de $\delta^{13}C$, mais également à celles des isotopes d'oxygène ($\delta^{18}O$) et d'hydrogène ($\delta^{2}H$ ou δD) d'être utilisées comme indicateurs du climat (Buhay *et al.,* 2008; Daux *et al.,* 2011; Hafner *et al.,* 2013; Haupt *et al.,* 2011; Loader *et al.,* 2013b; Robertson *et al.,* 2008; Waterhouse *et al.,* 2002; Young *et al.,* 2010). Lors de la photosynthèse les arbres puisent le carbone de l'air, ainsi que l'oxygène et l'hydrogène de l'eau du sol, et combinent ces éléments à l'intérieur de leurs feuilles, puis de leurs cernes de croissance (Mc Carroll *et al.,* 2004). À l'image de la dendrochronologie, la dendrogéochimie des isotopes, ou dendroisotopie, s'appuie sur les caractéristiques des cernes pour reconstituer la variabilité du climat avec pour avantage supplémentaire de conserver toutes les fréquences de variations sans étape de standardisation. Comme il sera expliqué plus en détail dans la section 1.3, les autres points forts de l'utilisation des rapports isotopiques des arbres pour reconstituer le climat sont :

- leurs variations dans les cernes de croissance sont contrôlées par des mécanismes physiologiques relativement bien connus;
- leur utilisation requiert moins d'arbres que pour la dendrochronologie classique; et
- le climat exerce le principal contrôle sur l'absorption des isotopes au sein des arbres pour notre région d'étude.

Cette thèse est divisée en deux grandes sections : la synthèse des résultats et les articles scientifiques. La première section regroupe trois grands chapitres. Le premier établit le contexte général de l'étude en abordant le problème des changements climatiques, en expliquant l'apport des archives naturelles à la compréhension du climat, et en démontrant l'avantage que représente l'utilisation des largeurs et des isotopes contenus dans les arbres pour les reconstitutions climatiques. Le contexte général de l'étude découle de plusieurs problématiques d'ordres économiques et climatiques qui sont exposés par la suite. Après une partie dédiée à une revue de littérature complète sur les arbres, la dendrochronologie et les isotopes stables, les objectifs de recherche sont déclinés

en quatre grands axes. Enfin, le chapitre 1 se termine par la description du site d'étude et par la présentation des procédures méthodologiques et analytiques. Le chapitre 2 est une synthèse des principaux résultats obtenus dans le cadre de cette étude. La première section s'achève par le chapitre 3 qui résume les principaux apports à la recherche de cette thèse et qui ouvre la réflexion sur de nouvelles perspectives de recherche.

La seconde section de la thèse regroupe les trois articles scientifiques qui s'articulent autour des principaux objectifs de travail décrits à la section 1. Le premier article porte sur le lien entre les séries isotopiques de l'oxygène et du carbone dans les épinettes noires et les séries climatiques du nord-est québécois. Il permet de déterminer quel indicateur isotopique est le plus représentatif du climat régional. Le deuxième article est centré sur les problèmes de divergences existant entre les séries isotopiques et les températures dans le nord-est québécois. Enfin, le troisième article, représentant l'aboutissement de cette thèse, décrit les étapes de production d'une série isotopique millénaire ainsi que les méthodes de reconstitution climatique utilisées. Il présente la première reconstitution climatique millénaire basée sur les isotopes pour la partie nord-est de l'Amérique du Nord. Enfin, les multiples annexes à la thèse permettent au lecteur d'avoir accès aux détails méthodologiques du travail et à l'ensemble des données qui ont été produites.

1.2. Problématique

Directement inscrit dans la lignée des recherches paléoclimatiques et paléoenvironnementales des dernières décennies, ce projet de recherche s'articule autour de trois grandes problématiques d'ordre climatique, environnemental et économique ayant des conséquences directes ou indirectes pour l'homme et son environnement. Dans la partie nord-est du Québec, les stations météorologiques ont enregistré des chutes significatives des précipitations entre 1980 et 2000 de l'ordre de 20% par rapport à la période de référence climatique de 1961-1990 (Figure 1). À l'échelle régionale, les informations recueillies par le Climatic Research Unit (CRU TS 3.1) montrent que l'Abitibi et le bassin oriental de la Baie James sont l'un des trois secteurs à l'échelle mondiale où la diminution a été la plus marquée au cours des trente dernières années (1976-2007), avec un déficit enregistré des précipitations de plus de 15%. Ces baisses constatées des précipitations sont préoccupantes non seulement d'un point de vue environnemental (sécheresse, feux) mais également d'un point de vue économique pour la province de Québec.

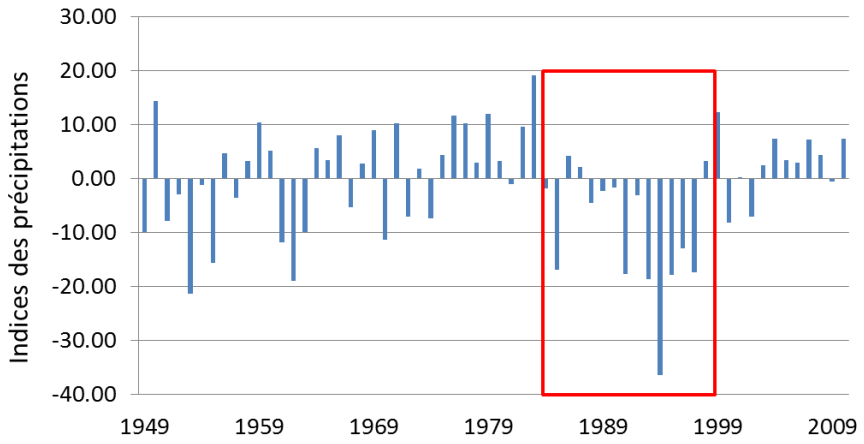


Figure 1. Précipitations normalisées. Données provenant des stations météorologiques de Wabush Lake et de Schefferville dans le Nord québécois sur la période 1949-2010 par rapport à la période 1961-2010. Le rectangle rouge indique les années des plus faibles précipitations observées en 60 ans.

En effet, 92% du total de l'énergie électrique produite au Québec provient de l'énergie hydroélectrique, dont 75 % est fourni par Hydro-Québec. Sur les 92%, le bassin La Grande, situé dans le nord du Québec, apporte à lui seul 50% de l'énergie électrique. Une telle dépendance aux

ressources en eau implique qu'une diminution continue des précipitations dans cette région pourrait engendrer des pertes économiques considérables (Bégin *et al.,* 2007). Pour déterminer si les baisses récentes observées dans le régime hydrique marquent une nouvelle tendance ou une incursion négative, il convient d'analyser les changements hydrologiques du passé afin de documenter la variabilité naturelle des précipitations dans les secteurs de production hydroélectrique.

À la diminution des précipitations, s'ajoute une augmentation régulière de la température moyenne annuelle entre 1900 et 1980 de +0.2°C/décennie, et une forte augmentation entre 1980 et 2010, marquée par un accroissement de la température de 0.8°C/décennie dans la région nord-est du Canada (Figure 2). Cette augmentation de température pour la région boréale est l'une des plus fortes enregistrées dans le monde (CRU TS 3.2) et la possibilité de voir ce réchauffement s'accélérer dans un futur proche est inquiétante. Une fois encore, mieux connaitre la variabilité du climat passé permettrait de déterminer si ces dernières décennies représentent un caractère exceptionnel ou seulement épisodique.

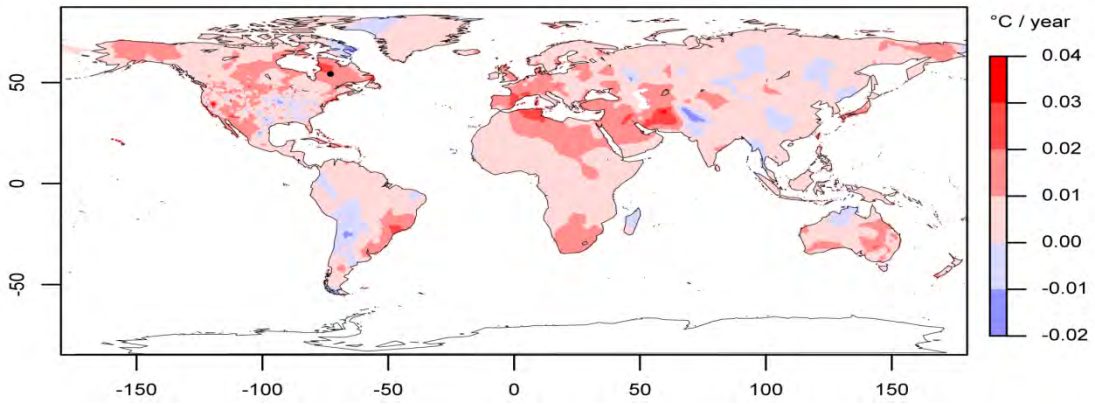


Figure 2. Température moyenne estivale du CRU T.S 3 pour la période 1901-2010.

Malheureusement, les données climatiques reconstituées pour des régions éloignées comme le nord-est du Canada restent peu nombreuses bien que depuis le dernier rapport du GIEC en 2014, le nombre de reconstitutions paléoclimatiques ait considérablement augmenté (Figure 3). En effet, bien qu'il existe quelques reconstitutions pour les derniers siècles, les longues séries dendrochronologiques couvrant au minimum le dernier millénaire sont absentes des scénarios du GIEC, et une seule vient de paraître tout récemment (Gennaretti *et al.,* 2014b; Figure 3).

Figure 3. Localisation des études dendrochronologiques mondiales pour le dernier millénaire (modifiée de St-George, 2014). Le carré rouge représente la région couverte par la présente étude.

Dans le nord-est du Canada, les principaux problèmes liés à la constitution de longues séries paléoclimatiques résident dans la durée de vie des arbres tels que *Picea mariana [Mill B.S.P.]* (Épinette noire) dont la longévité excède rarement plus de 300 ans ainsi que la haute fréquence des incendies (Arseneault, 2011). Pour étendre les reconstitutions climatiques à l'ensemble du dernier millénaire, il conviendrait d'utiliser soit des arbres présentant une très longue durée de vie (dépassant le millénaire; Hughes and Brown, 1992) soit, de combiner des séries dendrochronologiques provenant d'arbres vivants avec celles de tiges subfossiles préservées dans des lacs ou des tourbières (Mayr *et al.,* 2003). Comme le Nord québécois est principalement peuplé d'épinettes noires, seule la combinaison d'arbres vivants et de tiges subfossiles est envisageable.

Il est tout d'abord important de vérifier si le signal isotopique dans les tiges subfossiles a bien été préservé puisque les tiges subfossiles ont pu subir une dégradation biochimique au fond du lac (Savard *et al.,* 2012). Les tiges subfossiles provenant de diverses hauteurs inconnues, il est également nécessaire de s'assurer que combiner les séries isotopiques des arbres vivants (dont la hauteur d'échantillonnage est connue) avec celles des tiges subfossiles n'engendrera pas d'artefact dans la série isotopique finale. En effet, différentes études ont déjà montré que les séries de $\delta^{13}C$ avaient une variabilité plus ou moins importante en fonction de la hauteur de tige échantillonnée et de l'espèce d'arbre étudiée (Leavitt and Long, 1986; Marion *et al.,* 2001; Nguyen-Queyrens *et al.,* 1998; Schleser, 1992). Bien que la variabilité des séries $\delta^{13}C$ en fonction de la hauteur d'échantillonnage soit bien documentée, celle des séries $\delta^{18}O$ est encore à notre connaissance, peu connue. Il convient donc pour pallier à ce problème, d'effectuer une analyse comparative sur au moins deux niveaux différents, afin de quantifier cette variabilité sur les épinettes noires. La possibilité d'utiliser une ou plusieurs séries d'isotopes dépendra ensuite de leur capacité en tant qu'indicateur climatique, à enregistrer les variations du climat régional. Les liens entre isotopes et climat étant complexes et

propres à chaque région climatique, il importe d'identifier dans un premier temps les mécanismes d'assimilation des isotopes au sein des arbres et de comprendre de quelle manière ces mécanismes sont influencés par les conditions climatiques. La deuxième étape consiste à déterminer la meilleure méthode pour combiner plusieurs courtes séries isotopiques individuelles en une seule couvrant le millénaire, et de reconstituer à partir de cette dernière, le paramètre climatique qui lui est le mieux corrélé.

1.3. Revue de la littérature dendrogéochimique appliquée aux études paléoclimatiques

Pour comprendre les principes de base de la dendrochronologie et de la dendroisotopie qui représentent l'assise de cette recherche, il est important de connaitre les principaux aspects de la physiologie des arbres. Le chapitre suivant présente les processus qui interviennent dans la croissance d'un arbre en lien direct avec le climat, ainsi que les mécanismes d'assimilation des isotopes à l'intérieur des cernes de croissance.

1.3.1 Formation d'un cerne de croissance

Un cerne de croissance est le résultat de l'accumulation de cellules de xylème produites par les plantes ligneuses dans le but de renouveler le système de transport de la sève, d'entreposer les substances, mais également d'assurer un support mécanique à la tige. Un cerne correspond à l'ensemble des cellules produites pendant une période d'activité cambiale. Dans les régions tempérées ou boréales où les saisons sont contrastées, un cerne de croissance se forme chaque année, grâce à la rythmicité de la croissance marquée par une période de dormance en hiver et une période d'activité en été. Cette saisonnalité dans le fonctionnement méristématique produit les cernes annuels de croissance qui se distinguent entre eux grâce à la variation de la taille de cellules et de l'épaisseur de leurs parois cellulaires. À l'intérieur d'un cerne, on distingue d'abord le bois initial (ou bois de printemps) formé en début de saison, lorsque la température devient assez chaude pour permettre la photosynthèse, donnant de grandes cellules aux parois minces et claires. Lorsque la température diminue en fin de saison de croissance, la taille des cellules diminue graduellement,

leurs parois s'épaississent, formant ainsi le bois final (ou bois d'été) de couleur plus foncée (Figure 4). Chez les gymnospermes (conifères), la transition entre le bois initial et le bois final peut être abrupte ou graduelle (Achim and Cloutier, 2011). La sensibilité des largeurs et des densités de cernes des arbres aux conditions climatiques régionales ainsi que la croissance annuelle de ces cernes en milieu tempéré permet leur utilisation en tant qu'indicateurs du climat. La forme des patrons de croissance obtenus est caractéristique des conditions intrinsèques au site d'étude et permet d'identifier les phases de perturbation dans la dynamique forestière, comme des épidémies d'insectes ou des feux (Arseneault *et al.,* 2013; Boulanger *et al.,* 2012; Payette and Delwaide, 2003), ou des changements de conditions climatiques propre à la région d'intérêt, comme une baisse de précipitations, une sécheresse, ou une hausse de température (Barber *et al.,* 2000; Battipaglia *et al.,* 2010; Briffa *et al.,* 2004). Ces caractéristiques montrent que l'utilisation des arbres en région tempérée à des fins de reconstitution climatique est très avantageuse.

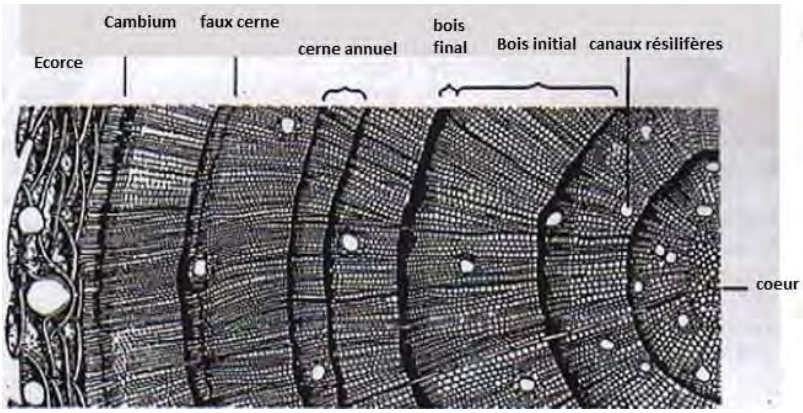


Figure 4. Anatomie d'une tige d'arbre vue en section (Fritts, 1976)

1.3.2 Les isotopes stables

Durant toute sa vie, l'arbre va absorber et stocker des isotopes d'éléments dits « légers », comme ceux du carbone, de l'oxygène ou encore de l'hydrogène, à l'intérieur de ses cernes de croissance. Les variations des rapports isotopiques d'un élément donné fixé dans les tissus de la tige ou de la feuille dépendront de la manière dont les mécanismes d'assimilation sont modifiés par les conditions environnementales au moment de l'absorption (McCarroll and Loader, 2004).

1.3.2.1 Principes fondamentaux

La mesure du rapport de deux isotopes d'un même élément dans les cernes se traduit par le rapport de quantité (R) d'un composé (équation 1):

$$\mathbf{R} = \frac{\textbf{isotope lourd}}{\textbf{isotope léger}} \qquad \text{ex. : } \frac{^{13}C}{^{12}C} \text{ ou } \frac{^{18}O}{^{16}O} \qquad \textbf{(Équation 1).}$$

Un changement de R, autrement dit un changement dans la répartition des différents isotopes d'un même élément, au cours d'une réaction biochimique ou autre est appelé fractionnement isotopique. Il survient lorsque le composé chimique passe d'un état à un autre (ex. : eau de l'état liquide à vapeur), ou lorsqu'il se transforme en un autre composé (ex. : transformation du CO_2 en glucose pendant la photosynthèse; Farquhar *et al.,* 1989). Les fractionnements biogènes qui se produisent lors de la photosynthèse ou lors de l'assimilation de l'eau par l'arbre entrainent des fractionnements cinétiques unidirectionnels et irréversibles, dans lesquels la vitesse de réponse des isotopes légers est plus rapide que celle des isotopes lourds. Les isotopes légers ont également une vitesse de diffusion plus rapide que les lourds, car ils ont une capacité d'évaporation plus rapide. En revanche, les isotopes lourds forment des liaisons plus solides et ont donc une vitesse de condensation plus rapide que les légers.

Par convention, on utilise la notation delta (δ) pour exprimer les rapports $^{13}C/^{12}C$ et $^{18}O/^{16}O$ en référence aux standards internationaux : le VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) pour les isotopes du carbone et le VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) pour les isotopes de l'oxygène afin que tous les résultats isotopiques de cette étude soient comparables à n'importe quel autre résultat d'études précédemment publiés ou qui seront ultérieurement diffusés. Par convention, l'équation exprimant le rapport isotopique d'un composé A en fonction d'un standard est la suivante :

$$\delta_A(‰) = \left[\frac{R_A}{R_{std}} - 1\right] \times 1000 \qquad \textbf{(Équation 2).}$$

où δ_A est la valeur isotopique standardisée du composé A, R_A le rapport isotopique du composé A, R_{std} le rapport isotopique du standard international. Cette valeur isotopique est généralement exprimée en pour mille (‰).

Ainsi, la valeur isotopique mesurée dans les cernes de croissance constitue un bioindicateur sensible aux variations dans les processus physico-chimiques d'assimilation de l'eau ou du CO_2. Les séries dendroisotopiques peuvent constituer d'excellentes archives paléoclimatiques, et permettre de reconstituer autant les variations de précipitations et d'humidité, que celles de la température (Anderson *et al.,* 2002; Daux *et al.,* 2010; Hafner *et al.,* 2013; Porter *et al.,* 2009).Les isotopes stables les plus utilisés en études paléoclimatiques sont ceux du carbone et de l'oxygène. En raison du temps requis pour la préparation des échantillons (extraction de la cellulose et nitratation), l'utilisation des isotopes d'hydrogène reste plus restreinte (Leavitt, 2010; Savard, 2010). Pour cette raison, la présente étude privilégie l'utilisation des isotopes du carbone et de l'oxygène.

1.3.2.2 L'arbre et le fractionnement des isotopes du carbone

- Transfert du carbone de l'atmosphère à l'arbre

Les plantes absorbent le CO_2 contenu dans l'air par leurs feuilles et utilisent différentes voies de photosynthèse pour la fixation du carbone qu'il contient. La plupart des espèces d'arbres, dont les conifères, utilisent la voie photosynthétique de type C3, ce qui signifie que la production photosynthétique primaire contient trois atomes de carbone. Les deux isotopes stables du carbone sont le ^{13}C et le ^{12}C présents respectivement à 1.1% et 98.9% dans le système terrestre. Le fractionnement isotopique lors de l'assimilation du carbone est le principal processus modifiant les rapports de l'isotope lourd à l'isotope léger du carbone dans l'arbre. Il a été démontré que les valeurs $\delta^{13}C$ du CO_2 de l'atmosphère sont présentement de -8‰, alors que le rapport isotopique de la cellulose est compris entre -30 et -20‰. Cet étalement naturel des valeurs $\delta^{13}C$ de la cellulose dépendent du fractionnement isotopique durant les processus de photosynthèse qui s'exercent différemment d'un individu à l'autre et d'une espèce à l'autre (Barbour *et al.,* 2000; Farquhar *et al.,* 1989; Farquhar *et al.,* 1982).

Au cours de l'assimilation du carbone par les cellules photosynthétiques qui le transforment en glucose, deux phases majeures de fractionnement se produisent. Tout d'abord, lorsque le $CO_{2\ externe}$ passe par les stomates, la diffusion gazeuse des molécules contenant du ^{12}C étant plus rapide que celle du ^{13}C, le ^{12}C est assimilé préférentiellement par rapport au ^{13}C, créant ainsi un premier appauvrissement en isotope lourd. On parle d'un fractionnement dû à la diffusion gazeuse et évalué à -4.4‰, (Farquhar *et al.,* 1982; Farquhar *et al.,* 1989). Un deuxième fractionnement se produit lorsque le $CO_{2,interne}$ est utilisé par les enzymes photosynthétiques (carboxylation). Les processus biologiques

en général brisent préférentiellement les molécules contenant du ^{12}C. Après la carboxylation, le fractionnement net est de -27‰ (Figure 5).

Ainsi, le fractionnement isotopique du carbone pour les plantes C3 se résume par l'équation 3:

$$\delta^{13}C_{produit} = \delta^{13}C_{atm} - a - (b-a)p_i/p_a$$ (Farquhar *et al.,* 1982) **(Équation 3).**

Où 'a' représente le fractionnement par diffusion (-4.4‰), 'b' le fractionnement par carboxylation (-27‰), et 'p_i' et 'p_a' la pression de CO_2 intracellulaire et ambiante. Le rapport 'p_i/p_a' dépend des conditions environnementales qui contrôlent les taux de la photosynthèse et de la conductance stomatique. Le rapport isotopique final est donc manifestement le résultat de deux étapes de fractionnements mais aussi de la variabilité de p_i/p_a.

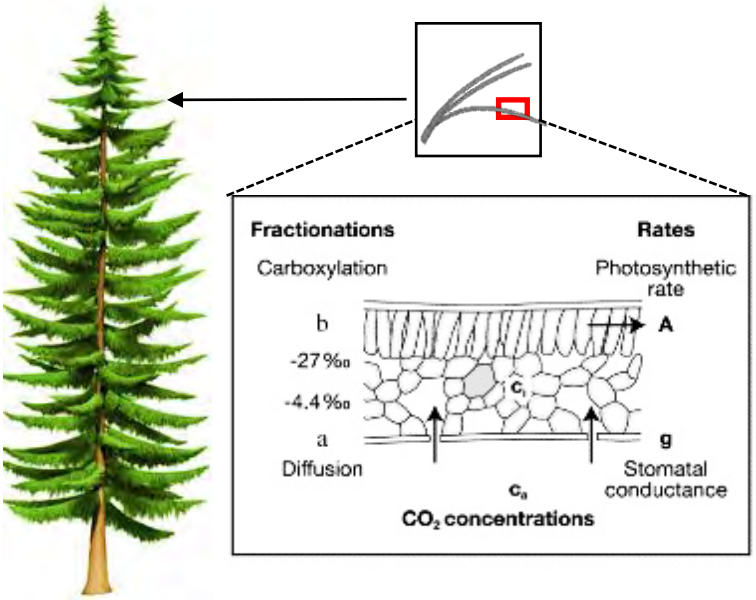


Figure 5. Schématisation des fractionnements du carbone (adaptée de Mc Carroll et al,, 2004)

L'équation 4 permet de caractériser les variations des pressions internes et ambiantes par rapport à deux paramètres majeurs : la conductance totale (du CO_2 atmosphérique aux chloroplastes, notée g_c, résultant de la conductance stomatique (g_s) et de la conductance interne (g_i), et l'assimilation photosynthétique (notée A).

$$P_i \approx P_a - (A/g_c)$$ (d'après Farquhar *et al.,* 1982) **(Équation 4).**

Cette équation montre bien que les variations de pressions internes sont contrôlées par les pressions ambiantes et par la conductance stomatique et l'assimilation photosynthétique, et qu'elles sont donc des fonctions du climat (Scheidegger *et al.,* 2000). Par exemple, en conditions sèches et/ou de température élevée, l'ouverture des stomates est faible, contraignant ainsi l'absorption du CO_2 à l'intérieur des cellules. Cela se traduit par une faible pression interne de CO_2 (p_i; Scheidegger *et al.,* 2000; Schleser *et al.,* 1999). Sous ces conditions, l'enzyme RuBisCO convertit une grande proportion du CO_2 interne, ce qui, par conséquent, minimise le fractionnement dû à la carboxylation d'où une augmentation du rapport $\delta^{13}C$ dans la feuille (Schleser *et al.,* 1999). Il a été démontré qu'en conditions sèches ou sur des sites bien drainés, le fractionnement par la conductance (g_c) domine (A étant considérée comme constante; Scheidegger *et al.,* 2000). Cette réponse des arbres aux conditions météorologiques du site procure une forte corrélation entre les valeurs $\delta^{13}C$ des cernes, l'humidité relative et les précipitations (Gagen *et al.,* 2004; Robertson *et al.,* 1997; Saurer *et al.,* 1995). En revanche, en conditions de climats humides et sur des sites de faible stress hydrique, l'assimilation photosynthétique (A) domine (g étant considéré comme constante), engendrant ainsi de fortes corrélations entre les variations isotopiques, la température et l'ensoleillement, mais également avec des grand courant atmosphérique globaux (Loader *et al.,* 2007; Loader *et al.,* 2008; Schleser *et al.,* 1999; Young *et al.,* 2012; Young *et al.,* 2010).

- Variabilité des valeurs $\delta^{13}C$ dans les cernes et entre les arbres

Les études sur les conifères montrent des variabilités circonférentielles au sein d'un même cerne pour les valeurs $\delta^{13}C$ de 0.5 à 1.5‰, et des variabilités entre les arbres d'un même site de 1 à 3‰ (Leavitt, 2010; valeurs déterminées pour différents types de conifères). Généralement, ces variations entre les individus proviennent respectivement des processus métaboliques et des effets dus à l'environnement local. Des différences d'humidité, de température ou d'ensoleillement peuvent influencer les taux photosynthétiques ou la conductance stomatale, entrainant ainsi des modifications des valeurs $\delta^{13}C$ entre les arbres. La variabilité à l'intérieur d'un même cerne peut être aussi liée à son exposition au rayonnement solaire; un arbre sur un versant de colline aura un côté abrité et un côté exposé au vent et à l'ensoleillement. Un arbre peut aussi voir sa croissance freinée en raison d'un couvert végétal dense qui diminue son exposition à la lumière avec pour conséquence de réduire son taux de photosynthèse. Les séries $\delta^{13}C$ montrent également une variabilité verticale de ~0.5 à 1‰ sur 3 m pour les pins (*Pinus edulis*) du nouveau Mexique (Leavitt and Long, 1986), 1‰ sur 28 m pour des hêtres (*Fagus sylvatica*) d'Allemagne (Schleser, 1992), ~1‰ pour les Pins français

(*Pinus pinaster*; Nguyen-Queyrens *et al.,* 1998) et enfin une augmentation de 1.5‰ sur 12 m pour les épinettes noires du Canada (Marion *et al.,* 2001).

Il faut donc tenir compte de ces variabilités dans la méthode d'échantillonnage des bois vivants et subfossiles. Analyser un minimum de 3 rayons permet d'intégrer cette variabilité intra-cerne et d'obtenir une meilleure corrélation climat/isotopes (Schleser *et al.,* 1999; Leavitt, 2010). Par la suite, faire la moyenne des résultats isotopiques des arbres entre eux garantit de bien représenter la variabilité au sein de la population du site étudié (Gagen *et al.,* 2011). Enfin, la variabilité longitudinale reste la plus importante à considérer lorsqu'il s'agit de développer de longues reconstitutions climatiques à partir de tiges subfossiles, car elle peut engendrer des biais dans la série isotopique. Cependant, hormis l'étude de Gagen *et al.* (2012) qui a permis d'identifier une différence de valeurs $\delta^{13}C$ de 1.3‰ entre des arbres vivants et des tiges subfossiles, aucune étude, à notre connaissance n'a démontré que l'utilisation de tiges subfossiles n'est pas adéquate pour l'établissement d'une reconstitution climatique fiable.

- Variabilité des valeurs $\delta^{13}C$ dans le cerne de croissance (total, initial et final)

La saisonnalité intrinsèque aux cernes de croissance est un paramètre important à prendre en considération. Tel que décrit précédemment, chaque cerne de croissance est composé du bois initial et du bois final correspondant respectivement au xylème formé en début et en fin de période de croissance. Dans certains cas, la formation du bois initial de l'année en cours n se fait à partir des hydrates de carbone provenant des substances produites l'année précédente (Mayr *et al.,* 2003). N'étant pas sujet à ce problème, le bois final est une archive plus précise des conditions de l'été de la formation du cerne de croissance. Selon Mayr *et al.* (2003), la valeur isotopique du bois final comporte une information climatique mieux définie que celle du cerne entier, ce qui est particulièrement important pour l'étude du climat à court terme; en revanche, pour les reconstitutions millénaires, la variabilité intra-annuelle n'est pas toujours nécessaire, et dans ce cas, le cerne complet peut être utilisé. De plus, compte tenu du grand nombre d'échantillons nécessaires à la construction de longues reconstitutions, la découpe intra-annuelle serait une tâche trop longue et trop coûteuse. Kress *et al.* (2009) ont d'ailleurs montré dans le cas des pins sylvestres provenant du nord de la Norvège et des Alpes, régions où la croissance des arbres est limitée, que la séparation et l'analyse du bois final d'un cerne ne sont pas nécessaires. D'ailleurs, des résultats sur l'épinette noire du nord-est canadien montrent que les valeurs isotopiques du bois final sont similaires à celles du cerne total et rendent compte objectivement de la variabilité annuelle dans une reconstitution climatique (ARCHIVES, données non publiées). Pour ces deux raisons, il est préférable d'utiliser seulement le

cerne total comme indicateur climatique dans les études portant sur les longues reconstitutions climatiques (Mayr *et al.,* 2003; Mc Carroll *et al.,* 2004; Kress *et al.,* 2009; Shi *et al.,* 2010).

- Variabilité des valeurs $\delta^{13}C$ dans les composés du bois

Les premières études de reconstitution du climat basées sur l'analyse isotopique du carbone ont été réalisées à partir du bois total (Craig, 1954). Mais le bois est constitué de différents composants dont les principaux sont la lignine, la cellulose, l'hémicellulose et les résines. La lignine est produite par des processus métaboliques secondaires visant à renforcer la structure cellulaire des arbres (Loader *et al.,* 2003). Depuis, de nombreux travaux ont montré que les constituants du bois sont caractérisés par des rapports isotopiques distincts (Loader *et al.,* 2003; Rinne *et al.,* 2005). Loader *et al.* (2003) ont mis en évidence que les valeurs $\delta^{13}C$ de la cellulose contenue dans les cernes de croissance du chêne pédonculé (*Quercus robur L.)* étaient mieux corrélées avec les paramètres climatiques (températures) que dans la lignine. D'autres études ont également privilégié les isotopes de la cellulose (i.e. Saurer *et al.,* 1995; Robertson *et al.,* 2001; Gagen *et al.,* 2011). Pour les conifères, l'extraction de la cellulose est primordiale (Borella *et al.,* 1999), car ils sont connus pour contenir de larges quantités de résine (entre 0.8 et 2.5% pour les arbres à feuilles caduques). Une récente étude menée sur le territoire du Nord québécois a démontré que les valeurs $\delta^{13}C$ de la cellulose étaient plus adéquates pour les études paléoclimatiques vu la grande quantité de résines dans les épinettes noires (8 à 10%; Bégin *et al.,* 2014).

Dans le cas des bois subfossiles provenant de lacs, le problème dans l'analyse de la cellulose ou du bois total est lié à la dégradation potentielle des composants du bois pendant leur séjour prolongé dans l'eau. Les hémicelluloses se dégradent plus facilement que la cellulose, qui elle se dégrade plus rapidement que la lignine, le composé le plus résistant du bois (Loader *et al.,* 2003; Mayr *et al.,* 2003). Mayr *et al.* (2003) ont montré que la décomposition microbienne limite l'utilisation du bois total pour les reconstitutions climatiques. L'extraction de la cellulose ayant de prime abord été développée pour permettre l'utilisation de séries isotopiques de cernes fossiles (*Wilson et al., 1977*), son utilisation reste encore aujourd'hui judicieuse pour les études paléoclimatiques basée sur des tiges subfossiles. Afin de s'assurer de l'intégrité des valeurs isotopiques de la cellulose dans les bois morts, le degré de décomposition du bois peut être estimé en comparant les valeurs $\delta^{13}C$ du bois total à celui de la cellulose. Une autre technique consiste à mesurer la différence isotopique entre la cellulose et la lignine (Δ=cellulose-lignine) dans les arbres vivants et subfossiles (Savard *et al.,* 2012). Si cette différence reste relativement constante dans le temps, cela signifie que la cellulose n'a pas

encore été dégradée et que les tiges subfossiles peuvent être utilisées à des fins de reconstitution climatique.

Il est donc préférable d'utiliser la cellulose pour trois raisons : elle forme la structure des cernes de croissance; les différents composés du bois montrent des rapports isotopiques variables et leur proportion différente dans le bois total pourrait créer des variations isotopiques artificielles; enfin l'extraction de la cellulose est aisée relativement à celle de la lignine et révèle une homogénéité intéressante tant sur les bois vivants que subfossiles (Mc Carroll *et al.,* 2004).

- *Corrections des valeurs $\delta^{13}C$*

Les valeurs $\delta^{13}C$ des arbres sont soumises à la variabilité naturelle du climat et répondent particulièrement aux émissions anthropiques liées, entre autres, à l'utilisation de combustibles fossiles. Les résultats bruts obtenus des échantillons doivent être corrigés mathématiquement pour s'affranchir des signaux environnementaux et physiologiques inopportuns.

Un premier effet physiologique reconnu dans les séries $\delta^{13}C$ est appelé « l'effet juvénile » (Craig, 1954). Cet effet est caractérisé par des valeurs $\delta^{13}C$ faibles pendant les premières années de vie des arbres et introduit dans les séries isotopiques une tendance « non-climatique » qui complique et fausse les interprétations des séries $\delta^{13}C$. L'effet juvénile est attribué non seulement aux changements hydrauliques intervenant pendant la croissance de l'arbre, mais également à un manque de disponibilité de CO_2 pour des arbres encore trop petit pour capter un CO_2 intact, non affecté par les arbres dominants qui les surciment (McCarroll and Loader, 2004; Robertson *et al.,* 2008). Pour minimiser l'effet juvénile, plusieurs études excluent arbitrairement les premiers cernes de croissance des arbres. Gagen *et al.* 2007 ont pu quantifier cet effet en alignant les séries isotopiques du carbone sur l'âge cambial, et montrer qu'il est variable d'une espèce à une autre. Bien que cet effet juvénile puisse couvrir parfois les 50 premières années pour le pin, il ne dépasse généralement pas 30 ans (Gagen *et al.,* 2007) et cet effet reste encore à être quantifié sur l'épinette noire. En alignant les courbes isotopiques sur celle de l'âge cambial, l'effet juvénile sera facilement identifiable.

Une deuxième correction à apporter aux séries $\delta^{13}C$ concerne cette fois les émissions d'origine anthropique. En effet, depuis de début de l'ère industrielle en 1850, la combustion des énergies fossiles émet vers l'atmosphère du CO_2 présentant des valeurs $\delta^{13}C$ de l'ordre de -25 ‰. Le mélange de ces émissions pauvres en $^{13}CO_2$ avec le $^{13}CO_2$ naturel de l'atmosphère a eu pour conséquence de diminuer la valeur de ce dernier de -6.5‰ avant l'ère industrielle à -8‰ dans les années 2000 (NOAA, 2014). Ce changement des valeurs isotopiques de l'atmosphère est connu sous le nom

d'effet Suess, nommé selon Hans Suess, le premier chimiste à avoir observé ce phénomène. Ainsi, l'effet de ces émissions combinées à une réponse physiologique des plantes à l'augmentation de la pression atmosphérique de CO_2 entrainent une baisse progressive des valeurs isotopiques du carbone des arbres depuis 1850 à nos jours. Cet effet anthropique sur les valeurs en $\delta^{13}C$ des arbres crée une tendance non climatique de basse fréquence qui doit être retirée des séries $\delta^{13}C$ destinées à développer des modèles climatiques. Une correction mathématique peut être appliquée sur la période concernée en utilisant les valeurs $\delta^{13}C$ annuelles du carbone de l'atmosphère ($\delta^{13}C_{atm}$). Les valeurs $\delta^{13}C$ des cernes de croissance peuvent être ainsi exprimées relativement à la valeur de la période préindustrielle de l'atmosphère qui était de -6.4‰ (Saurer *et al.,* 1997; Mc Carroll *et al.,* 2004). On obtient donc :

$$\delta^{13}C_{cor} = \delta^{13}C_{plant} - (\delta^{13}C_{atm} - 6.4)$$ d'après Farquhar *et al.* (1982) **(Équation 5).**

Même si la correction de l'effet Suess est appliquée, il est impératif de corriger le rapport $\delta^{13}C$ des cernes de croissance pour contrer un autre effet physiologique des arbres. En effet, plusieurs études ont montré que le rapport $\delta^{13}C$ des cernes de croissance, surtout sur les dernières décennies, enregistre un déclin difficilement attribuable à des causes d'ordre climatique ou écologique (Gagen *et al.,* 2007; Loader *et al.,* 2007; Treydte *et al.,* 2001; Waterhouse *et al.,* 2004). Il s'agirait donc plus probablement d'un effet physiologique dû à l'augmentation de la pression atmosphérique du CO_2 mentionnée plus haut, qui perturbe l'assimilation du carbone par les arbres (Loader *et al.,* 2007). La concentration en CO_2 de l'atmosphère (p_a) n'aurait pratiquement pas varié durant l'Holocène (260ppm en 8000 BP pour 285ppm en 1850 AD; Jouzel *et al.,* 2007), et ce n'est que tout récemment que la pression atmosphérique a considérablement augmenté pour atteindre 399 ppm en juillet 2014 (co2now.org/). Ainsi, une autre correction doit permettre de prendre en compte la réponse physiologique des arbres de type C3 par rapport à une augmentation du CO_2 atmosphérique. Il faut ainsi s'intéresser de près aux facteurs p_i/p_a (équation 3). Bien que la correction à apporter aux séries $\delta^{13}C$ des cernes de croissance pour corriger cet effet de pression atmosphérique soit encore débattue, McCarroll *et al.* (2009) ont proposé une approche déjà largement utilisée par les pairs, la correction PIN (ex., Gagen *et al.,* 2012; Treydte *et al.,* 2009; Young *et al.,* 2010). Cette correction se base donc sur deux contraintes principales. Premièrement, le déclin maximum pour le rapport $\delta^{13}C$ des cernes en réponse directe à l'augmentation du CO_2 survient quand les arbres sont complètement passifs avec un rapport p_a-p_i constant. Deuxièmement, l'augmentation de l'efficience de l'utilisation de l'eau *(water use efficiency)* est limitée pour maintenir constant le rapport p_i/p_a, ce qui implique qu'une augmentation de la disponibilité de CO_2 ne conduira pas à une augmentation du CO_{2cor}. Cette méthode de correction améliore donc les corrélations entre les isotopes et les paramètres climatiques (pour les détails de la procédure avec la routine Matlab, voir l'annexe A dans McCaroll *et al.,* 2010).

Au final, en corrigeant les séries d'arbres vivants pour les effets Suess et de pression (PIN), les valeurs $\delta^{13}C$ contenues dans la cellulose peuvent être combinées entre des arbres vivants et des tiges subfossiles puis être utilisées comme indicateur du climat en région boréale.

1.3.2.3 L'arbre et le comportement des isotopes de l'oxygène

- Assimilation de l'oxygène par les arbres

En général, deux isotopes principaux de l'oxygène sont utilisés en dendrogéochimie : le ^{16}O et le ^{18}O, présents respectivement à 99,74 et 0.21‰ dans le système terrestre (Barbour, 2007). Comme les arbres puisent l'eau du sol, l'oxygène assimilé dans les cernes de croissance trouve sa source dans l'eau du sol qui provient des précipitations. Les valeurs isotopiques de ces dernières sont directement liées à la température et à la situation géographique du site d'étude. En effet, les rapports isotopiques des précipitations sont fonction de la température lors de la formation des gouttes d'eau ou des cristaux de neige. A l'origine, les précipitations proviennent de la vapeur d'eau produite à partir des mers et des océans principalement en milieu tropical. Cette eau évaporée se condense à plusieurs reprises lorsque les masses nuageuses migrent vers les pôles et passent au-dessus d'un continent et de ses reliefs montagneux. Elles deviennent de plus en plus appauvries en isotopes lourds (^{18}O) avec la distance et à mesure que la température décroit en hautes latitudes et altitudes. Le changement moyen des valeurs $\delta^{18}O$ des précipitations est de 0.7‰/°C (Barbour, 2007). Ces phénomènes régissent donc le signal isotopique des précipitations en un lieu donné. Subséquemment, les isotopes d'oxygène subissent un certain nombre de fractionnements entre l'eau présente dans le sol et leur fixation dans la tige des arbres puisque plusieurs études révèlent que la composition isotopique des feuilles n'est pas la même que celle des précipitations d'origine (Barbour *et al.,* 2004; Barbour, 2007; Barbour *et al.,* 2001; Dongmann *et al.,* 1976; Figure 6).

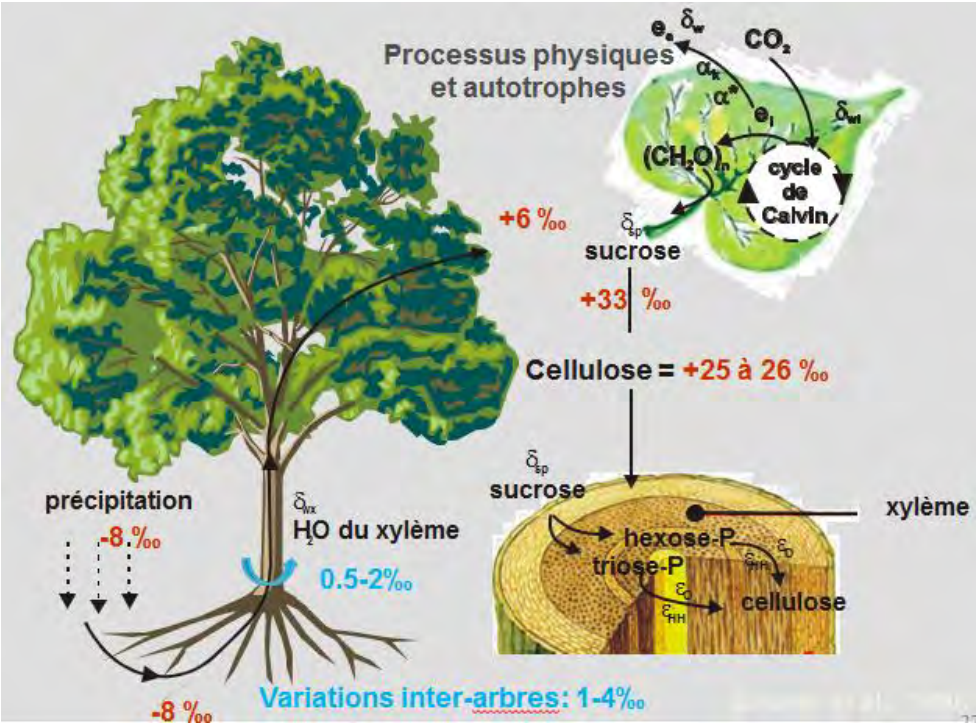


Figure 6. Schéma récapitulatif des fractionnements de l'oxygène et sa variabilité dans l'arbre (inspirée de Saurer *et al.,* 1998 et Leavitt *et al.,* 2010).

Le premier fractionnement se produit dans le sol, où l'évaporation peut modifier le rapport isotopique de l'eau. Le rapport $\delta^{18}O$ peut également varier en fonction des fluctuations saisonnières des précipitations, de la profondeur à laquelle les racines puisent l'eau et par association, du temps de résidence de l'eau dans le sol avant absorption (Dawson and Ehleringer, 1993). S'il n'y a pas de fractionnement isotopique de l'oxygène au moment de l'absorption de l'eau par les racines (Mc Carroll *et al.,* 2004), le principal site de fractionnement se situe dans les feuilles, au niveau des sites d'évapotranspiration (stomates). L'évaporation conduit à une perte en isotopes légers et par conséquent, à un enrichissement en ^{18}O parfois supérieur à 20‰ (Saurer *et al.,* 1997). La relation suivante (équation 6) est une adaptation pour les arbres du modèle de Craig et Gordon (1965) qui se base sur les échanges isotopiques de l'eau durant son évaporation. Elle décrit le degré d'enrichissement isotopique dans les feuilles par rapport à la source sur les sites d'évaporation ($\Delta^{18}O_{es}$):

$$\Delta^{18}O_{es} = \varepsilon^{+} + \varepsilon_k + (\Delta^{18}O_v - \varepsilon_k)\, e_a/e_i$$ (Dongmann *et al.,* 1974) **(Équation 6).**

où ε^{+} est le coefficient de fractionnement à l'équilibre dû au changement de phase liquide-vapeur, ε_k le coefficient de fractionnement cinétique quand la vapeur d'eau diffuse à travers les stomates et la couche de surface, $\Delta^{18}O_v = (R/R_x) - 1$, déviation du rapport ($\delta^{18}O$) par rapport à celui de l'eau du xylème, e_a et e_i les pressions de la vapeur d'eau ambiante et dans l'eau de la feuille. Le paramètre ε^{+}

varie avec la température, mais l'enrichissement des feuilles dépend aussi d'une part, de la différence entre la composition isotopique de l'eau du sol et de celle contenue dans le xylème, et d'autre part, de la différence de pression en vapeur d'eau à l'intérieur et à l'extérieur des feuilles. À température constante avec une même signature isotopique de l'eau du sol et de la vapeur d'eau atmosphérique, le degré d'enrichissement dû à l'évaporation est linéairement dépendant de $1-e_a/e_i$ (Barbour *et al.,* 2001). Ce modèle explique l'enrichissement isotopique de l'eau sur les sites d'évaporation, mais ne prend pas en compte deux autres mécanismes : le fractionnement biogène et l'effet Péclet. En effet, il est démontré que les valeurs de $\Delta^{18}O_{es}$ attendues avec le modèle d'évaporation ne reflètent pas la valeur isotopique réelle dans la feuille (Anderson *et al.,* 2002; Barbour, 2007).

En effet, un premier enrichissement est dû à l'effet Péclet (Farquhar and Llyod, 1993). Ce phénomène chimique est décrit comme la convection de l'eau du xylème, dont le rapport isotopique est faible, vers les sites d'évaporation de la feuille qui contrebalance ainsi l'enrichissement en isotope lourd au site d'évaporation de la feuille. L'effet Péclet est responsable de l'écart entre l'enrichissement théorique calculé par l'équation 6, et la mesure effectuée dans les tissus végétaux. En d'autres termes, l'eau appauvrie est conduite par la sève aux sites d'évapotranspiration puis se mélange avec celle enrichie en isotopes lourds déjà présente. Plusieurs études sur l'effet Péclet (Saurer *et al.,* 1997; Barbour *et al.,* 2000; Anderson *et al.,* 2002; Barbour *et al.,* 2004; Barbour, 2007) se concentrent sur la définition du facteur f (« *dampening factor* ») qui tente de corriger la surestimation inhérente à l'évaporation de l'eau des feuilles, aux échanges probables avec l'eau de la tige et à la diminution du signal isotopique par l'homogénéisation de l'eau de la tige. Pour Saurer *et al.* (1997), ce facteur varie entre 0.5 et 0.7 et ce, pour quatre espèces d'arbres (*Fagus sylvatica* L., *Picea abies* L., *Pinus sylvestris* L. et *Fraxinus excelsior* L.). Un deuxième enrichissement est imputé au fractionnement biogène. Le saccharose formé dans les feuilles reflète la signature isotopique de l'eau des feuilles, mais est enrichi à 27‰. Cet enrichissement est causé par l'échange d'oxygène des groupes carbonyles des molécules organiques provenant des sucres créés dans la feuille avec l'eau lors de la biosynthèse de la cellulose (Barbour, 2007).En utilisant le facteur f correspondant à l'effet Péclet, Anderson *et al.* (2002) ont développé une équation qui détermine la composition isotopique de l'eau de source ($\delta_{sw,}$ celle du sol) à partir du rapport $\delta^{18}O$ de la cellulose synthétisée dans le tronc pendant une saison donnée comme la saison de croissance (équation 7):

$$\delta_{sw} \approx \delta^{18}O_{cellulose} - (1-f)(1-h)(\varepsilon_e + \varepsilon_k) - \varepsilon_{biochem} \qquad \textbf{(Équation 7).}$$

où f est la fraction d'eau des feuilles qui ne subit pas d'évaporation. Elle compte pour la modification de la composition isotopique de l'eau sur les sites d'évaporation suite aux échanges avec l'eau de la tige avant la formation de cellulose. Les autres paramètres sont h l'humidité relative, $\varepsilon_{biochem,}$ le facteur

biologique de fractionnement (27 ± 3‰), ε_e, le fractionnement à l'équilibre de l'eau liquide-vapeur et ε_k, le fractionnement cinétique de l'eau liquide-vapeur.

Anderson *et al.* (2002) présentent grâce à leur modèle une reconstitution de la composition isotopique des précipitations à partir de celle des arbres. Leurs résultats indiquent que la valeur $\delta^{18}O_{cellulose}$ est très sensible aux changements du facteur f ainsi qu'aux variations de l'humidité relative. Ils ont mis en évidence que l'eau contenue dans les feuilles est compartimentée, et que l'eau photosynthétique n'est pas totalement sujette à l'évaporation (variation du facteur f). Leur étude menée sur l'épicéa commun *(Picea abies)* sur le plateau suisse montre qu'en contexte d'humidité relative forte (74%), f est égal à zéro tandis qu'une humidité relative plus faible (57%) porte f à 0.38. En revanche, si l'humidité relative est supérieure à 74%, leur modèle ne permet pas de prédire correctement les valeurs $\delta^{18}O_{cellulose}$.

Après l'étape d'évapotranspiration, les sucres enrichis en ^{18}O pour la formation de la cellulose des cernes de croissance sont transportés le long du tronc dans le xylème. Au contact avec l'eau du xylème, un échange d'oxygène s'effectue. Si les échanges concernaient l'intégralité de l'oxygène, le signal isotopique de la cellulose reflèterait celui des précipitations. Si aucun échange n'avait lieu, le signal représenterait les deux parties, c'est-à-dire celui de la source d'eau et celui de l'enrichissement final dans la feuille (Roden *et al.,* 2000; Roden, 2008). Le rapport isotopique de l'oxygène de la cellulose des cernes de croissance reflète aussi la valeur $\delta^{18}O$ de l'humidité relative, dont la proportion varie selon les conditions du milieu. Par conséquent, bien que les rapports $\delta^{18}O$ des arbres subissent un certain nombre de fractionnements, ces processus sont désormais bien connus et permettent de mieux comprendre la variabilité des valeurs $\delta^{18}O$. Cette variation étant contrôlée par des facteurs climatiques, il en ressort que les séries $\delta^{18}O$ des épinettes noires de la forêt boréale pourraient être de bons indicateurs du climat.

- Variabilité des valeurs $\delta^{18}O$ dans les arbres et les composants du bois

Les isotopes de l'oxygène sont également sujets à des variations de 0.5 à 2‰ au sein d'un même cerne, ainsi que de 1 à 4‰ entre les arbres d'un même site (Leavitt, 2010; ces différences dépendent bien entendu du type d'arbre étudié). Ces variations reflètent les effets dus aux conditions climatiques locales, principalement l'humidité relative et la température. La variabilité circonférentielle des valeurs isotopiques est attribuée aux différentes compositions de l'eau de source puisée dans plusieurs directions par les racines (Cook *et al.,* 1994). Une disparité existe également entre le bois normal et le bois de compression; cette différence oscille entre 0.5 et 2‰ (Luckman and Gray, 1990). L'hétérogénéité des conditions microclimatiques et le type d'arbre utilisé sont des paramètres

importants dans la détermination des variations isotopiques intra-arbres, inter-arbres et même inter-sites (Leavitt *et al.,* 2010). Notons cependant que la variabilité longitudinale des valeurs $\delta^{18}O$ n'est, à notre connaissance, aucunement documentée. Une telle variation, si elle existe, pourrait poser un problème quant à l'utilisation des séries $\delta^{18}O$ provenant de différentes hauteurs d'échantillonnage à des fins de reconstitution climatique.

En théorie, le signal isotopique de l'eau parente devrait être similaire pour la cellulose et la lignine. Toutefois, un échange potentiel avec l'eau du xylème durant la synthèse de la lignine et de la cellulose diluerait une partie du signal transmis (Barbour *et al.,* 2001). Une comparaison entre les valeurs $\delta^{18}O$ de la cellulose et de la lignine sur des pins et des chênes autour du monde révèle que bien que leurs valeurs $\delta^{18}O$ absolues soient différentes, les informations obtenues à partir des deux composants du bois sont similaires, retenant tous les deux le signal climatique (Barbour *et al.,* 2001). Une analyse du bois total de 15 cernes de croissance d'un même chêne a permis également de déterminer qu'une partie du signal climatique était perdue lorsqu'on analyse le bois total (Borella *et al.,* 1999). Leur étude montre ainsi que l'utilisation des isotopes d'oxygène de la cellulose est plus adaptée que l'utilisation du bois total pour l'analyse du climat.

1.3.3 Divergence des séries isotopiques $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ relativement à la température

De récentes recherches ont mis en évidence un problème dans les séries dendrochronologiques (largeur de cerne ou densité) utilisées pour reconstituer des données de température. En effet, bien que les corrélations entre ces séries et celles des températures soient significatives, il s'avère que les températures reconstituées sous-estiment les températures réelles des dernières décennies. Ce phénomène appelé « problème de divergence » (D'Arrigo *et al.,* 2008) est décrit comme étant une perte de la sensibilité des arbres à l'augmentation croissante des températures depuis le milieu du XXe siècle et a été documenté dans plusieurs régions de l'hémisphère nord (D'Arrigo *et al.,* 2008; Driscoll *et al.,* 2005; Pisaric *et al.,* 2007; Zhang *et al.,* 2009). Plusieurs causes à ce phénomène ont été évoquées comme par exemple une réponse non linéaire des arbres au récent réchauffement (Vaganov *et al.,* 1999), un stress hydrique induit par une augmentation des températures (Barber *et al.,* 2000; Jacoby, 1995), un retard de la fonte des neiges induit par des modifications de la période de croissance tant sur sa longueur que sur ses dates d'établissement (Driscoll *et al.,* 2005; Vaganov *et al.,* 1999) ainsi que des réponses différentes des arbres aux températures minimale et maximale

(Wilson and Luckman, 2003). Même si ses causes varient selon les régions, la divergence pose un réel problème quant à l'utilisation des séries dendrochronologiques pour reconstituer les températures, surtout lorsque la période de calibration est courte. Il est intéressant de noter que ce phénomène a également été documenté dans quelques études utilisant des séries isotopiques de $\delta^{18}O$ et de $\delta^{13}C$ (Aykroyd *et al.,* 2001; Daux *et al.,* 2011; Hilasvuori *et al.,* 2009; Seftigen *et al.,* 2011; Young *et al.,* 2010). Afin de s'assurer que les séries isotopiques utilisées pour reconstituer un paramètre climatique dans le passé soient exemptes de toute divergence dans les récentes décennies, il est important de suivre les corrélations entre les paramètres climatiques et les séries isotopiques tout au long de la période instrumentale disponible. Pour cela, nous verrons que l'utilisation d'une méthode statistique simple peut permettre de mettre en évidence la divergence entre les paramètres climatiques et les indicateurs climatiques (section 1.5).

1.3.4 La dendrogéochimie et la recherche sur les paléoclimats

Une part importante des caractéristiques physiques des cernes de croissance est expliquée par les conditions climatiques. Sur cette base, la dendroclimatologie a démontré ses avantages depuis déjà près d'un siècle. En revanche, comme toute méthode scientifique, elle présente également des inconvénients. En effet, la densité et la largeur des cernes sont contrôlées par plusieurs autres facteurs que le climat, dont l'âge des arbres. Cet effet d'âge doit être retiré des dendroséries grâce à la standardisation de chacune des séries. Cette étape a pour objectif premier de transformer les valeurs de largeur de cerne en indices de dimension uniforme. La standardisation tend ainsi vers une uniformisation des variations de croissance indépendamment des différences d'âge et de croissance entre les arbres échantillonnés (Cook,1995).

Les chronologies de rapports isotopiques (carbone, oxygène, hydrogène) contenus dans les cernes de croissance apportent de nouvelles informations souvent complémentaires à la dendrochronologie classique. Elles ont une résolution annuelle, apporte une datation absolue et hormis l'effet juvénile pour le carbone en début de vie, les séries isotopiques ne sont pas affectées par l'âge des arbres et ne nécessite donc pas de standardisation (Gagen *et al.,* 2007; Gagen *et al.,* 2008; Loader *et al.,* 2008). Ainsi, il apparait que la dendoisotopie soit une méthode également appropriée pour reconstituer le climat sur le millénaire et une approche possiblement complémentaire à la dendrochronologie classique. Notons que le choix de la méthode de découpe des cernes (annuellement ou par bloc), ainsi que le choix de jumeler ou non des arbres entre eux sont les

premiers facteurs déterminants pour l'établissement d'une reconstitution climatique. En effet, pour établir une série fiable et représentative de la variabilité climatique de la région sur tout le millénaire, elle doit présenter une haute résolution (annuelle, bi-annuelle) et un fort taux de réplication.

1.4 Objectifs du projet de recherche

En raison du manque de séries climatiques millénaires pour le nord-est canadien, l'objectif principal de ce doctorat est d'utiliser les valeurs $\delta^{18}O$ et/ou de $\delta^{13}C$ contenues dans les séries de cernes de croissance des épinettes noires afin de reconstituer, à l'échelle du dernier millénaire, le paramètre climatique qui sera le mieux corrélé aux rapports isotopiques. Ainsi, les objectifs spécifiques principaux de ce projet doctoral sont les suivants.

1 : Produire des séries isotopiques de $\delta^{18}O$ et/ou de $\delta^{13}C$ pour la période récente (1850 à 2010) et déterminer celle qui est la plus sensible au climat régional et ce, à des fins de reconstitution climatique millénaire (objectif 4). Ici, un premier sous-objectif sera de suivre dans le temps les relations isotopes-température afin de déterminer si une divergence se manifeste.

2 : Établir une méthodologie de découpe des cernes permettant de reconstituer le climat du dernier millénaire à la meilleure résolution temporelle possible, avec une réplication d'échantillons maximale et ce, en optimisant le nombre d'analyses isotopiques.

3 : Produire la série isotopique millénaire en utilisant les cernes provenant d'arbres vivants et de tiges subfossiles. Ici un sous-objectif sera de vérifier le degré de préservation du bois provenant de tiges subfossiles lacustres.

4 : Reconstituer, à partir de la série isotopique produite et d'une méthode statistique, les variations climatiques du dernier millénaire, pour la partie centrale du bassin hydroélectrique de la rivière La Grande du Nord québécois.

En somme, cette étude vise la production de la première reconstitution millénaire à résolution annuelle dans la forêt boréale d'Amérique du Nord, à partir de la géochimie des isotopes contenus dans les tiges vivantes et subfossiles.

1.5 Site d'étude et climat de la région

1.5.1 Site d'étude

Pour mieux comprendre le choix du site d'étude, il est important de noter que ce projet de doctorat est un volet du projet ARCHIVES (Analyse Rétrospective des Conditions Hydro-climatiques à l'aide des Indicateurs de leur Variabilité à l'Échelle Séculaire) regroupant des scientifiques de plusieurs disciplines et institutions qui travaillent conjointement afin d'étudier les variations climatiques du Nord québécois au cours du dernier millénaire. Ce projet touche une vaste région d'étude qui couvre un total de 600 000 km² dans la partie centre-nord du Québec (Figure 7A). Cette région est principalement recouverte de forêts et de lacs. Une analyse approfondie des lacs contenus dans le réseau d'ARCHIVES a permis de sélectionner les quatre meilleurs candidats pour des études dendrogéochimiques (HM1, DA1, Pool et L20; Figure 7A). Parmi eux, les sites HM1, DA1 et Pool ont fait l'objet de travaux de recherche dendrogéochimique antérieurs à cette thèse (Bégin *et al.,* 2014; Savard *et al.,* 2012). Le lac L20 a été sélectionné comme ayant le meilleur potentiel pour établir une longue chronologie isotopique de cernes de croissance. La proximité des sites HM1, DA1 et L20 sera d'ailleurs mise à profit afin de comparer les résultats isotopiques obtenus entre les trois sites et de vérifier de la représentativité régionale des signaux isotopiques déterminés à L20.

Au sein du projet ARCHIVES, un autre volet a pour objectif de reconstituer le climat du dernier millénaire dans le Nord-est du Québec, mais en utilisant des séries de largeurs de cernes (Arseneault *et al.,* 2013; Gennaretti *et al.,* 2013; Gennaretti *et al.,* 2014). Cet autre projet de recherche indépendant et complémentaire à notre volet de recherche a permis de déterminer quels types de lac étaient propices à la conservation de bois subfossiles. Les caractéristiques utilisées pour établir le potentiel des lacs ont été les suivantes : transition forêt/lac abrupte, versant à l'abri des vents dominants combiné à un talus proche de la rive et un plateau profond à sédiments fins (préservation des bois morts contre l'action des vagues) et enfin, forêt âgée au pourtour du lac.

Le lac L20 a donc été sélectionné sur la base de ces critères, mais également pour le nombre de tiges subfossiles remarquablement bien conservées sur son plateau et son talus (Figure 8A et B). Ce lac se situe dans la partie centrale de la péninsule du Québec-Labrador dans le nord-est du Canada. Cette région fait partie du Bouclier canadien datant du Précambrien qui est principalement constitué

de roches granitiques et gneissiques. Le paysage est caractérisé par des plateaux de faible altitude (200-400m) recouvert principalement par des lacs et des zones humides. Les sols de la région sont en grande partie des podzols, peu fertiles et pauvres en éléments nutritifs. La forêt riveraine du lac L20 est très âgée, comme en témoignent les vieux clones d'épinette noire, les nombreux chicots et débris ligneux et la présence de sapin baumier, une espèce qui se régénère mal après-feu (Ilisson and Chen, 2009). L'épinette noire domine, avec une faible présence de sapin baumier (*Abies balsamea (L.) Mill*) et de mélèze laricin (*Larix laricina [DuRoi] Koch*). La forêt boréale régionale présente un cycle de feu ayant une récurrence estimée entre 250 et 500 ans (Boulanger *et al.,* 2012).

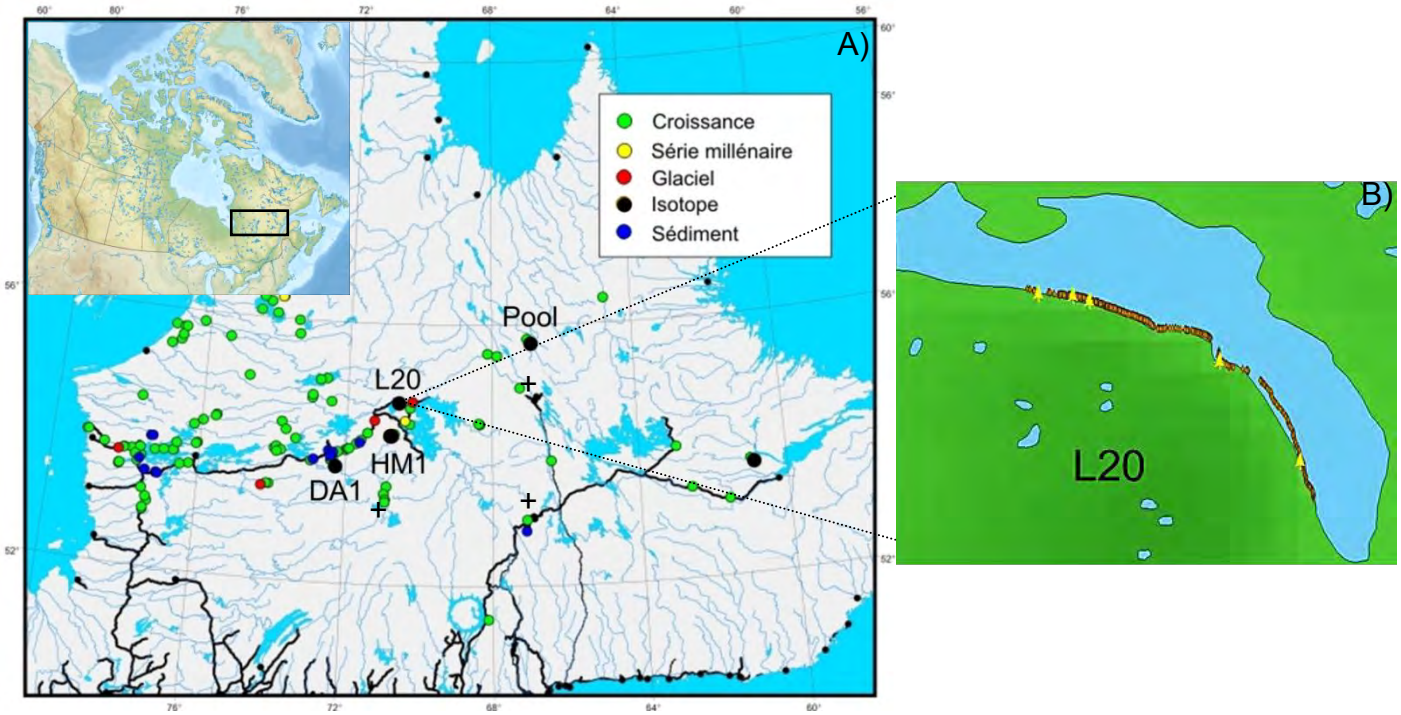


Figure 7. Localisation du site d'étude. A) Cartes des sites du projet ARCHIVES. Les stations météorologiques utilisées dans cette thèse sont indiquées par les croix noires. B) Schéma du lac L20 où les lieux d'échantillonnage des arbres vivants sont en jaune et ceux des subfossiles en marron.

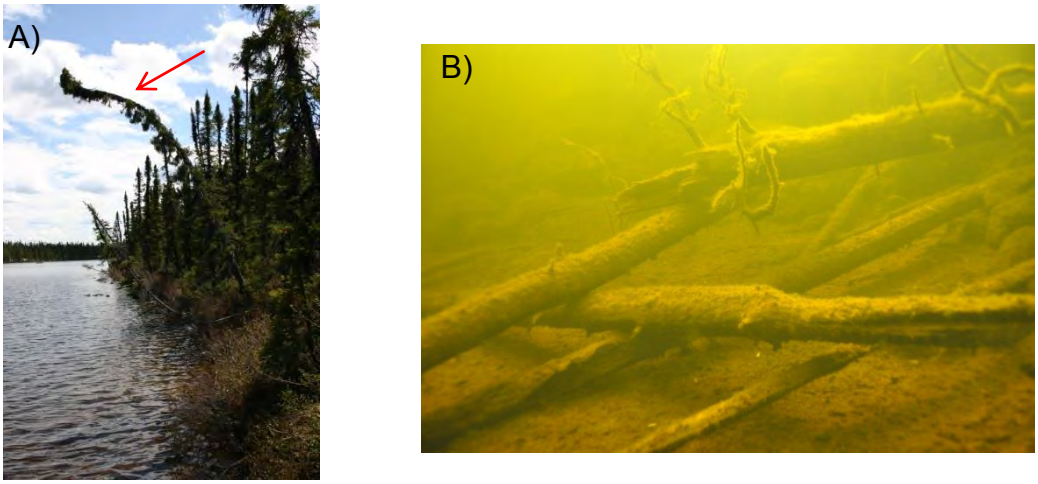


Figure 8. Exemple d'arbres et de tiges échantillonnés. A) Berge du lac L20. La flèche désigne une épinette noire vivante, subséquemment échantillonnée penchant en direction du lac. B) Tiges subfossiles prélevées sur le talus du lac L20.

1.5.2 Climat régional

Le climat dans cette région est de type continental à subarctique. Les saisons sont contrastées avec des étés doux et courts et des hivers longs et rigoureux. Selon les données provenant des stations d'Environnement Canada (Environnement Canada, 2014), les précipitations totales annuelles pour la période 1949-2010 sont de 819 mm par an avec des minima pendant la période hivernale (moyenne de 66 mm/mois pour novembre/décembre/janvier) et des maxima de précipitations pendant la période estivale (moyenne de 92 mm/mois pour juin/juillet/août/septembre (Figure 9). Les températures moyennes varient entre -22.9°C en Janvier et 13.3°C en Juillet avec une température moyenne annuelle de -3.9°C (Figure 9).

Il est important de noter que dans cette région éloignée, peu de données météorologiques sont disponibles. Il existe trois stations relativement proches du lac L20 avec des séries météorologiques ayant au moins 40 ans d'enregistrement: Nitchequon (53°12'00''N; 70°54'00''E) dont les données sont en continu, mais couvrent seulement la période 1943-1985; Schefferville (54°48'00''N; 66°48'00''E) dont les données sont les plus fiables et les plus longues, soit de 1949 à nos jours, et enfin Wabush Lake (52°55'38''N; 66°52'27''E) dont les données couvrent la période de 1961 à nos jours (Figure 7). Les données des trois stations montrent des variations saisonnières de précipitations et de température quasiment identiques (Figure 9A et 9B). Ainsi, les séries météorologiques utilisées ont été standardisées par rapport à leur période commune de 49 ans (1961-1985) et les trois séries

ont ensuite été moyennées. Nous avons également effectué un test d'homogénéité (test de Buishand; Buishand, 1982) qui permet de déterminer si à un instant t la moyenne d'une série climatique a statistiquement changé (p>0.05). Si tel est le cas, ce test permet d'obtenir l'année de rupture et donne la température moyenne des périodes antérieures et ultérieures à ce point de rupture. Ainsi nous avons démontré que l'année 1975 marquait une rupture à partir de laquelle la température maximale estivale a augmenté continuellement jusqu'à nos jours (moyenne de 15.7°C contre 16.6°C après 1975). En revanche, les précipitations printanières (neige) ou estivales (pluie) ne montrent pas statistiquement de rupture temporelle, bien que quantitativement sur les dernières décennies, elles soient plus proches de la moyenne (1961-1990; Figures 9C et 9D).

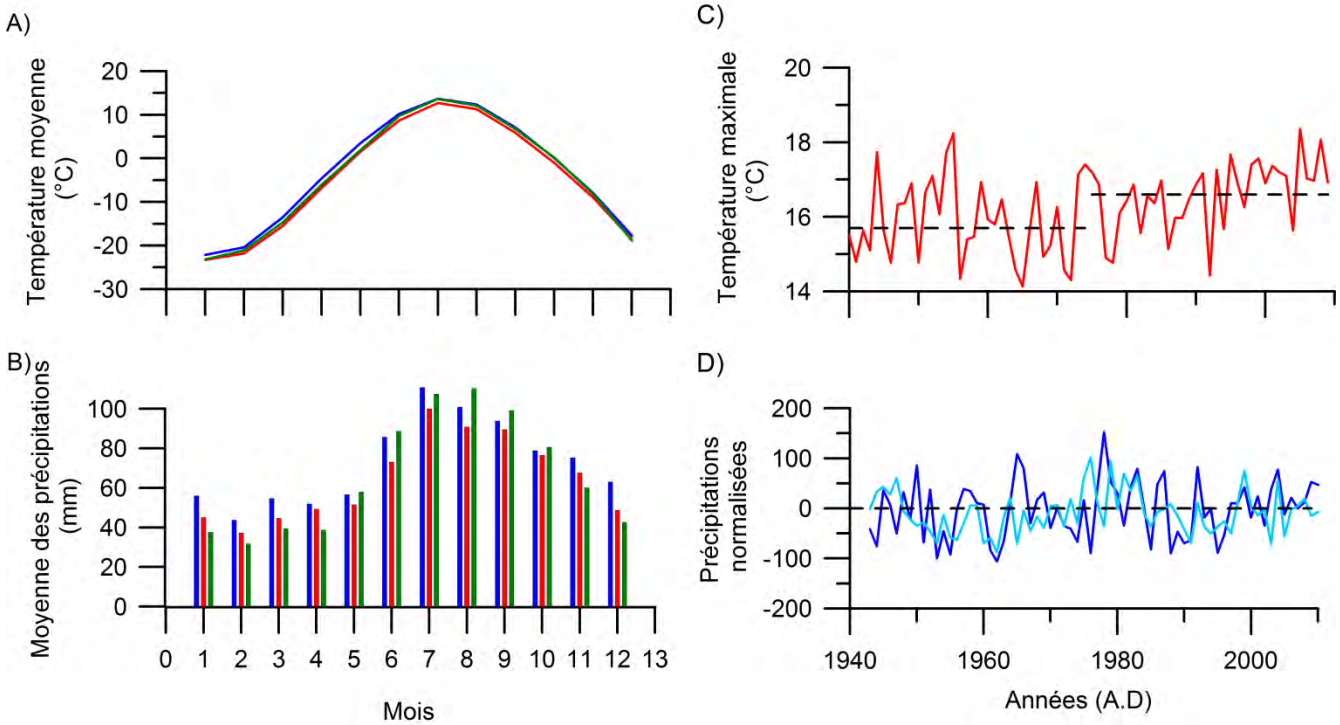


Figure 9. Température et précipitations mensuelles et annuelles. A) Températures moyennes mensuelles. B) Précipitations moyennes mensuelles. Les données de Wabush Lake sont en bleu, Schefferville en rouge et Nitchequon en vert. C) Température maximale de juin à juillet (ligne rouge) du CRU TS 3.1. D) Précipitations cumulées normalisées et moyennées sur les trois stations de mars à mai (ligne turquoise) et de juin à juillet (ligne bleue). Sur les deux derniers graphiques, les lignes noires pointillées représentent les moyennes calculées à partir du test de Buishand sur les données du CRU pour la température maximale et sur la série normalisée entre les trois stations pour les précipitations.

Les lacs commencent à geler en moyenne vers la mi-octobre pour dégeler vers le début du mois de juin. La durée de la période sans gel est estimée en moyenne à 75 jours, laissant une saison de croissance très courte pour la végétation. La période de croissance débute lorsque la température

moyenne est supérieure à 5 C pendant cinq jours consécutifs, soit après le mois de mars. La fin de la saison se produit lorsque les températures moyennes passent en dessous de -2 C, après la mi-août (Mackey *et al.,* 1996).

1.6 Méthodologie

1.6.1 Échantillonnage des arbres

Tous les arbres vivants et morts sélectionnés pour analyse sont des épinettes noires (*Picea mariana* [Mill] *B.S.P*), qui est l'espèce dominante de la région. Les tiges sélectionnées proviennent pour la plupart (90%) de la partie ouest de la rive, car après interdatation des tiges de la partie est, il semble qu'elle ait subi un feu vers 1590 (Gennaretti *et al.,* 2014a, Annexe 1). Les épinettes noires vivantes utilisées pour étendre la chronologie jusqu'au présent et permettre de calibrer le modèle climatique ont toutes été sélectionnées en raison de leur parenté avec les tiges subfossiles prélevées au fond du lac. Ce sont des arbres riverains ayant une légère inclinaison en direction du lac et ne présentant pas de signe de perturbations majeures (Figure 7B et Figure 8).

Toutes les étapes de pré-traitement menant à la datation des tiges subfossiles ont été élaborées par le Dr Fabio Gennaretti à l'UQAR. Les tiges subfossiles sélectionnées ont donc été préalablement interdatées à l'UQAR à partir de courbes de croissance de référence développée par le Dr Fabio Gennaretti sur des lacs de la même région. Les cernes ont été dénombrés et leurs largeurs mesurées à l'aide du logiciel OSM. L'interdatation a été faite grâce au logiciel PAST 4 qui établit l'âge d'un échantillon en corrélant les largeurs de cernes d'un individu à une base de données chronologique de référence. Enfin, le logiciel COFECHA a permis de vérifier si la chronologie établie ne contenait pas d'échantillons mal datés. Les arbres vivants ont été échantillonnés en automne 2010, date des derniers cernes présents sur les sections de tronc prélevés par l'équipe du Dr Dominique Arseneault.

1.6.2 Sous-échantillonnage

Le sous-échantillonnage des cernes de croissance de tiges fossiles est l'une des étapes les plus délicates des études de reconstitutions climatiques basées sur la dendroisotopie. En effet, la méthode choisie doit permettre une fine résolution temporelle et d'optimiser le nombre de réplicas tout en minimisant le nombre d'échantillons. En dendroisotopie, la découpe des cernes annuels est pratiquée uniquement pour des périodes temporelles courtes de l'ordre des décennies, voire de quelques siècles (Mc Carroll *et al.,* 2004). Séparer annuellement les cernes pour des études à l'échelle du millénaire est un travail long et fastidieux. De plus, sur des sites où les conditions climatiques ne favorisent pas la croissance des arbres, l'étroitesse des cernes rend difficile ou impossible la découpe annuelle qui peut alors induire une erreur méthodologique supplémentaire et produire des variations isotopiques artificielles. Afin de répondre à toutes ces contraintes, c'est la méthode de sous-échantillonnage de Boettger et Friedrich (2009) qui a été sélectionnée puisqu'elle procure une résolution annuelle avec une réplication de 5 individus par an, et optimise le nombre d'échantillons à traiter. La méthode consiste donc à découper sur cinq tiges des blocs de cinq cernes (ans) décalés d'un an d'une tige à l'autre (Boettger *et al.,* 2009). Tous les cernes contenus dans un même bloc de cinq ans ont la même valeur isotopique. La résolution annuelle est obtenue en calculant la moyenne annuelle des valeurs isotopiques pour les cinq tiges (article 3, Annexes 4,5 et 6).

Pour faciliter la découpe, Gagen *et al.* (2011) ont défini des cohortes de séries, en stipulant qu'une cohorte regroupe cinq tiges. Chacune des cohortes chevauche la suivante sur une période de cinq ans. Dans l'étude de Gagen *et al.* (2011), la différence isotopique entre les cohortes pour une même période de chevauchement est de l'ordre de 3‰, ce qui équivaut à des écarts générés important compte tenu de la variabilité totale de la série. Pour ajuster les cohortes entre elles, les auteurs ont utilisé des « segments de jonction » qui correspondent à des sections de cinq cernes prises sur chaque période de chevauchement, et ce pour un nombre d'arbres le plus élevé possible (annexes 2, 3 et 4). Les résultats obtenus sur ces segments de jonction permettent de calculer les valeurs d'ajustement des cohortes. Dans notre étude, il était intéressant de tester les différentes possibilités qui permettaient d'ajuster les cohortes entre elles sans ajouter ou enlever des tendances sur le moyen terme, et en conservant les tendances sur le millénaire. Il était également important de vérifier si les écarts entre les cohortes exigeaient obligatoirement une correction (Annexe 4). Les procédures détaillées de chacune des étapes reliées à la préparation des échantillons, à leur analyse en laboratoire et au calcul des valeurs isotopiques annuelles résultantes ne sont pas présentées ici puisqu'elles sont décrites dans les articles 1 et 3 (section 3), et dans les annexes 1 à 6. Le

récapitulatif du nombre de sous-échantillons d'arbres et de tiges sélectionnés illustre l'ampleur de la tâche accomplie en terme de traitement et d'analyse en laboratoire (tableau 1).

Tableau 1. Récapitulatif du nombre de sous-échantillons d'arbres et de tiges sélectionnés, traités et analysés pour leurs valeurs isotopiques.

Nombre et type d'échantillons (procédure)	Période couverte	Nom des séries (n arbres)	Nombre total d'échantillons
4 arbres vivants (découpe bi-annuelle avant 1940 et annuelle entre 1940 et 2010)	1860-2010	vivants découpés annuellement	815
5 arbres vivants (découpés par blocs de 5 ans)	1875-2006	CV	136
60 tiges subfossiles (cohortes; C= 5 arbres équidatés découpés par blocs de 5 cernes avec un an de décalage entre chacun des 5 arbres)	1882-1960 1810-1886 1702-1814 1613-1706 1507-1617 1413-1511 1359-1417 1266-1363 1181-1270 1104-1185 1056-1108 997-1060	C0 C1 C2 C3 C4 C5 C6 C7 C8 C9 C10 C11	1065
Segments de jonction (SJ) (1 segment = 1 bloc de 5 cernes pris sur la période de chevauchement entre deux cohortes successives	1956-1960 1882-1886 1810-1814 1702-1706 1613-1617 1507-1511 1413-1417 1359-1363 1266-1270 1181-1185 1104-1108 1056-1060 997-1001	SJ0 (10) SJ1 (10) SJ2 (11) SJ3 (10) SJ4 (17) SJ5 15) SJ6 (23) SJ7 (14) SJ8 (12) SJ9 (16) SJ10 (10) SJ11 (11) SJ12 (10)	169
Échantillons de lignine (découpe de 5 arbres équidatés par blocs de 5 cernes avec un an de décalage entre chacun des 5 arbres)	1886-1909 1741-1764 1141-1164	- - -	72
Analyses $\delta^{13}C$			815
Analyses $\delta^{18}O$			2257
Total d'échantillons analysés			3072

En plus du choix méthodique de la méthode de découpe, il est également important de s'assurer de l'intégrité du signal isotopique des séries $\delta^{18}O$ provenant des tiges subfossiles avant de reconstituer le climat (Savard *et al.,* 2012). En effet, les tiges subfossiles provenant de fonds de lacs peuvent se détériorer au cours de leur immersion, ce qui peut altérer les rapports isotopiques et engendrer une perte totale ou partielle du signal climatique, et ainsi compromettre la reconstitution

climatique (Savard *et al.,* 2012). Pour vérifier l'intégrité des rapports isotopiques, il faut d'abord calculer les différences isotopiques cellulose-lignine: $\Delta^{13}C = \delta^{13}C_{cellulose} - \delta^{13}C_{lignine}$ et $\Delta^{18}O = \delta^{18}O_{cellulose} - \delta^{18}O_{lignine}$ (Loader *et al.,* 2003). Afin d'estimer la valeur naturelle attendue de cet écart isotopique, il convient de la déterminer sur les composants d'arbres vivants (non dégradés). L'évaluation de l'intégrité isotopique des cernes de tiges subfossiles se fait en comparant leurs valeurs $\Delta^{13}C$ et $\Delta^{18}O$ avec la valeur attendue de ces écarts. Dans notre étude, le signal naturel $\Delta_{cellulose-lignine}$ a été déterminé à partir de la cellulose et de la lignine provenant de cinq arbres vivants découpés en cohorte sur une période de 25 ans (1886-1909). Ce signal a ensuite été comparé à celui provenant de cinq tiges subfossiles contemporaines. Une fois la différence isotopique déterminée entre les arbres vivants et les subfossiles récents, l'intégrité isotopique des segments subfossiles a été vérifiée pour deux périodes de 25 ans climatiquement contrastées: 1141-1164 et 1741-1764 présumées appartenir à la période chaude médiévale et à la période froide du petit âge glaciaire respectivement (section 2).

1.6.3 Approche statistique

Nous avons tout d'abord comparé les séries $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ provenant de deux hauteurs d'échantillonnage (1 et 4m) pour chaque arbre séparément, puis comparé les arbres entre eux, grâce au test de corrélation de Pearson (R Pearson). Les résultats (section 3, article 1) ont permis de qualifier les variabilités intra- et inter-arbres au site L20 et également de déterminer si les séries isotopiques provenant d'arbres vivants et de tiges subfossiles échantillonnées sur des hauteurs variables étaient statistiquement similaires. L'approche statistique subséquente a consisté à établir également à l'aide des R Pearson, les liens statistiques existant entre les séries $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ et plusieurs paramètres climatiques (de types hydrologiques, thermiques ou intégrateurs pour chaque mois de l'année de croissance n, mais également ceux de l'année n-1. Les séries climatiques proviennent pour la plupart des archives d'environnement Canada (Environnement Canada, 2014) et les températures (1930-2010) proviennent des données du CRU TS 3.1 (KNMI, 2014). Les variables intégratrices incluent l'indice de sécheresse de Palmer auto étalonné (sc-PDSI, Wells *et al.,* 2014), l'indice climatique (IC; équation 8) et le coefficient de déficit en vapeur d'eau (DPV, équation 9). Notons que l'indice climatique a été développé par notre équipe dans le but d'obtenir une variable intégratrice de paramètres contrôlant le plus le climat régional du nord québécois et ainsi rendre compte des changements régionaux d'ambiance climatique (Bégin et al., soumis; Naulier et al., 2014). En effet, en standardisant chaque série climatique relativement à sa moyenne et à son écart

de population pour la période commune, on obtient soit un IC négatif qui signifie que le climat est humide et froid, soit un IC positif qui révèle plutôt une ambiance chaude et/ou sèche.

$$I.C_t = \text{z score } (\mu Tmoy_t) - \text{z score } (\sum \text{précipitations}_t) \quad \textbf{(Équation 8).}$$

et

$$DPV = ((100 - RH)/100)*SVP \text{ où } SVP = 610.7*10^{7.5T/(237.3+T)} \quad \textbf{(Équation 9).}$$

Où SVP correspond à la pression de vapeur saturante

Tous ces tests statistiques ont permis de mettre en évidence les paramètres climatiques qui ont le plus d'influence sur les isotopes stables contenus dans les cernes d'arbre (Tableau 3 et l'article 1, section 3), et ainsi de mieux comprendre à quelles ambiances climatiques les épinettes noires de la forêt boréale québécoise étaient le plus sensible.

Nous avons ensuite effectué une fonction de réponse entre la série isotopique et le paramètre climatique sélectionnés sur la période instrumentale 1930-2010 (données du CRU TS 3.1). L'équation dérivant de ce modèle est ensuite testée suivant les procédures de validation croisée communément utilisées en dendrochronologie (Guiot et Nicault, 2011). La période instrumentale a été divisée en deux parties égales (1930-1970 et 1971-2000), l'une servant d'abord de période de calibration à la fonction de réponse et l'autre de vérification, puis inversement. Le choix de deux fonctions différentes (*linear scaling* ou régression linéaire simple, i.e Fritts *et al.,* 1971, Guiot *et al.,* 2011) étant possible dans le cas où seule une série est disponible comme prédicteur, nous avons testé et comparé les deux modèles (article 3, section 3). La robustesse des modèles a été déterminée en calculant les coefficients statistiques suivants: le coefficient de détermination R^2 (détermine si la fonction de transfert ajuste mieux la variable climatique que la moyenne des données de calibration), l'erreur quadratique moyenne RMSE (erreur moyenne de la reconstitution calculée sur les données de calibrations en °C), la réduction de l'erreur RE (teste si la reconstitution est un meilleur prédicteur du climat observé que la moyenne des données de calibration) et enfin le coefficient de l'efficacité CE (comme le RE, mais compare par rapport à la moyenne des données de vérification). Le logiciel R statistique ainsi que le *package* time du logiciel Excel stat ont été utilisés pour cette étape ainsi que celle de la reconstitution finale du climat sur le millénaire. Les détails de l'interprétation de la modélisation des températures estivales par les séries $\delta^{18}O$ dans les cernes sont présentés dans la section 3, Article 3.

CHAPITRE 2. Synthèse des résultats

2.1 Variabilité isotopique intra-arbres et inter-arbres (sous-objectif 1.1)

Les séries $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ de quatre arbres vivants riverains échantillonnés sur deux hauteurs différentes, à 1 et 4 m et couvrant la période de 1870 à 2010 ont été traitées statistiquement. Cette étape de la recherche avait pour but de quantifier la variabilité intra-arbre des séries $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ contenues dans des épinettes noires afin de déterminer si la combinaison de séries isotopiques provenant de plusieurs hauteurs d'échantillonnage pour créer une série maitresse n'engendrait pas de fausses variations isotopiques. En effet, bien que la hauteur d'échantillonnage des arbres vivants soit connue (hauteur de poitrine, environ 1 m), celle des tiges subfossiles ne l'est pas. Les tiges récupérées au fond des lacs sont rarement entières et la partie prélevée est souvent celle présentant la meilleure conservation et elle peut donc provenir du collet (rarement), du milieu (le plus souvent) ou de la cime des arbres.

Les résultats montrent qu'entre 1 et 4 m, les séries $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ obtenues corrèlent significativement à 99% avec un R de Pearson de 0.92 et 0.65, respectivement (Tableau 3). Ces résultats étant bien supérieur au r critique de 0.32, ils suggèrent que la combinaison de séries isotopiques provenant de diverses hauteurs d'échantillonnage n'engendrera pas d'artefact dû à une trop grande variabilité des valeurs isotopiques. De plus, il apparait clairement que la variabilité et les tendances sur la période de calibration sont les mêmes à 1 et 4 m et ce, pour les deux séries isotopiques. Cela confirme qu'il sera possible de combiner des séries isotopiques provenant de tiges subfossiles et d'arbres vivants afin d'obtenir une série isotopique millénaire dont la variabilité sera principalement associée aux variations du climat.

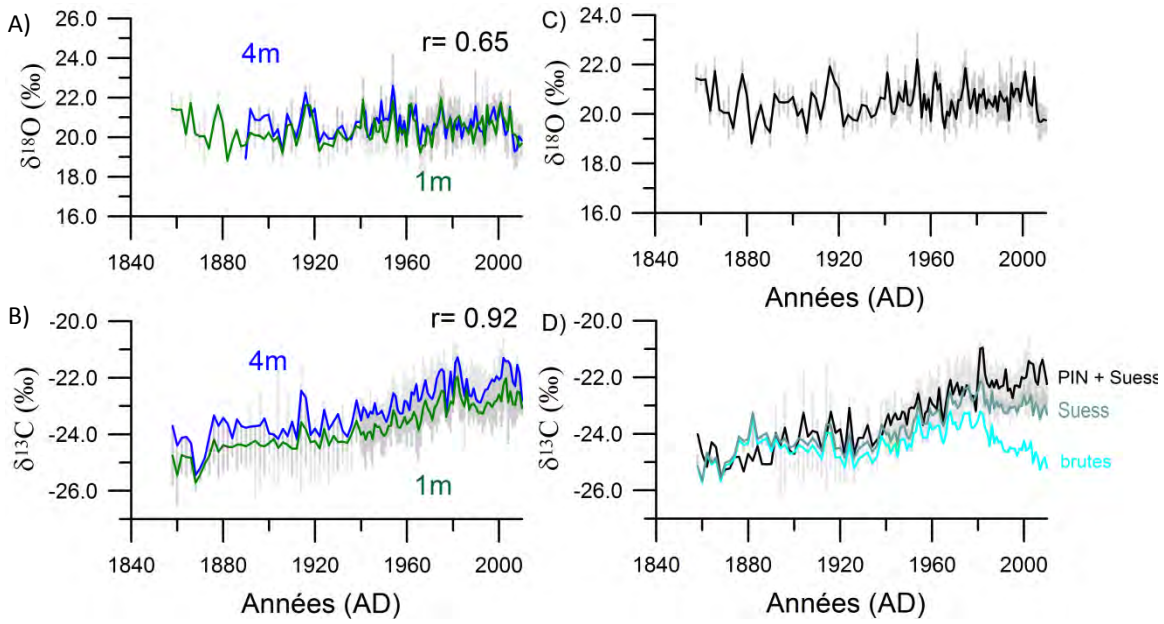


Figure 10. Variabilité intra-arbres des séries $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ entre 1 et 4m. A) Comparaison entre les séries $\delta^{18}O$ provenant des hauteurs d'échantillonnage de 1 et 4 m. B) Comparaison entre les séries $\delta^{13}C$ provenant des hauteurs d'échantillonnage de 1 et 4 m. C) Moyennes des séries $\delta^{18}O$ à 1 et 4 m. D) Moyenne des séries $\delta^{13}C$ à 1 et 4m : brute (ligne turquoise), corrigée pour l'effet Suess (gris vert) et corrigée pour les effets Suess et de pression (correction PIN; ligne noire). Pour chaque graphique, les écart-moyens entre les quatre arbres sont en grisé.

Afin de s'assurer que le nombre d'arbres échantillonnés est suffisant pour être représentatif du registre naturel de la population, le coefficient «Expressed Population Signal » a été calculé (EPS, Tableau 2). Hormis, la série $\delta^{18}O$ à 1 et 4m, tous les EPS indiquent une valeur supérieure à 0.85, qui est le seuil à partir duquel le nombre d'arbres échantillonnés est considéré comme étant suffisant pour caractériser la variabilité d'un milieu (Wigley *et al.,* 1984). Il est intéressant de noter que la variabilité entre les arbres est nettement diminuée lorsque l'on combine les séries isotopiques des deux hauteurs et que la valeur EPS augmente (Tableau 2). Cette observation montre que l'utilisation de séries isotopiques provenant de diverses hauteurs d'échantillonnage permet de construire une série isotopique fiable et représentative de la variabilité naturelle du site.

Tableau 2. EPS (Expressed population signal) pour les séries $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ et la série moyennée à deux hauteurs d'échantillonnage.

Hauteur (m)	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
1	0.87	0.81
4	0.92	0.69
moyenne 1+4	0.94	0.85

Plusieurs études ont déjà démontré que les valeurs $\delta^{13}C$ des arbres montraient une baisse de près de 2‰ depuis la période industrielle (1800-1850) causée par une diminution du rapport $\delta^{13}C$ du CO_2 atmosphérique elle-même due à la combustion d'énergie fossile (McCarroll *et al.,* 2009; Treydte *et al.,* 2009; voir section 1.3.2.2). Cet effet à long terme n'est en aucun cas associé au climat et il nuit à l'établissement d'une série ayant pour but de reconnaître les variations climatiques. Nous avons donc apporté une correction pour l'effet Suess à la série $\delta^{13}C$ (Figure 10D). La deuxième correction sur le rapport $\delta^{13}C$ qui doit prendre en compte les changements de réponse des arbres face à l'augmentation des concentrations en CO_2 atmosphérique étant encore sujette à discussion dans la littérature, nous avons choisi de tester la correction proposée par McCarroll *et al.* (2009), la correction « PIN ». Comme le montre la Figure 10, les corrections apportées haussent le signal de façon importante uniquement à partir des années 1980. Après ces deux corrections, la courbe finale montre une hausse continue des valeurs $\delta^{13}C$ entre 1926 et 1985 de l'ordre de 1.5‰. Contrairement aux valeurs $\delta^{13}C$, celles du $\delta^{18}O$ n'ont pas d'effets non-climatiques à retirer, et elles montrent une relative stabilité à long terme, avec plusieurs variations à court terme durant la période couverte (Figure 10).

2.2 Corrélations entre les séries isotopiques et les paramètres climatiques (Objectif 1)

Afin de déterminer quel paramètre climatique influence le plus les valeurs $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ contenues dans les épinettes noires riveraines, et d'identifier lequel de ces deux paramètres est le plus sensible au climat, nous avons calculé plusieurs corrélations de Pearson entre les séries isotopiques et climatiques pour tous les mois, de septembre de l'année précédant la croissance, à septembre de l'année en cours, individuellement, puis en couplant plusieurs mois ensemble (Tableau 3).

Tableau 3. Récapitulatif des corrélations de Pearson calculées entre les séries $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ moyennées sur les deux hauteurs et les séries climatiques.

Variable	Paramètres climatiques	Mois	$\delta^{13}C_{cor}$	$\delta^{13}C_{PIN}$	$\delta^{18}O$
Thermique	Tmax	juin-août	0.29	**0.39**	**0.54**
		juin-juillet	0.26	0.29	**0.55**
	Tmean	juillet-août	**0.32**	**0.39**	**0.46**
Hydrologique	Précipitations	-	**0.47mam**	**0.52mam**	**-0.41 ja**
	Débit Caniapiscau (1949-2003)	-	-0.12juin	-0.23juin	**-0.32annuel**
	Humidité relative diurne (1959-2010)	-	-0.25mam	**-0.44mam**	**-0.35ja**
Intégratrice	DPV	juin-juillet	**0.38**	**0.40**	**0.45**
		juin-août	**0.46**	**0.50**	**0.44**
	Indice climatique	juin-août	-0.19	-0.21	**-0.61**
	Sc_PDSI	juillet-septembre	0.04	0.01	**-0.37**

En gras les corrélations significatives (P>0.01), mam=mars à mai, ja= juillet à août. Les corrélations en rouge correspondent aux meilleures corrélations pour chaque type de variable. La période couverte est de 1930 à 2000 pour les températures, et de 1949-2000 pour les précipitations et les variables intégratrices. Les températures maximales représentent la moyenne des températures maximales journalières, moyennées pour chaque mois. L'humidité relative diurne a été calculée de façon journalière en ne retenant que l'humidité pendant la période 9h-19h.

2.2.1 Signification climatique des valeurs $\delta^{13}C$

Les corrélations obtenues entre les valeurs $\delta^{13}C$ et les paramètres climatiques (Tableau 3) indiquent que ceux qui semblent influencer le plus les valeurs $\delta^{13}C$ sont les précipitations printanières (r= 0.52), les températures maximales et moyennes d'été (r= 0.39) et le DPV estival (r= 0.50). Bien que notre région d'étude ne soit pas connue pour subir un stress hydrique durant les mois estivaux, il y a une corrélation positive entre les valeurs $\delta^{13}C$ et les précipitations printanières (r = 0.52). Cette corrélation suggère simplement que la quantité d'eau disponible, soit l'accumulation de neige durant les mois précédents le début de la croissance (mars à mai) est important pour une bonne assimilation du carbone par les arbres durant les premiers jours de sa croissance. Il est connu que dans les environnements où la croissance des arbres n'est pas soumise à un stress hydrique, les valeurs $\delta^{13}C$ sont principalement influencées par le taux photosynthétique, lui-même contrôlé par la température et l'ensoleillement (Loader *et al.,* 2007; McCarroll and Loader, 2004). Ainsi, la corrélation entre la série $\delta^{13}C$ et les températures peut s'expliquer par la forte influence des paramètres photosynthétique sur l'assimilation du carbone dans la région d'étude. La dernière forte corrélation positive entre les valeurs $\delta^{13}C$ et le DPV estival évoque celle des variations d'humidité sur les valeurs $\delta^{13}C$ mais confirme surtout l'influence de la température sur la série $\delta^{13}C$ puisque la série DPV est très fortement corrélée à la série des températures moyennes estivales dans notre région (Tableau 3). Ainsi, nous pouvons conclure que la température contrôle bien plus l'assimilation des isotopes du carbone dans les épinettes noires riveraines de la forêt boréale que l'humidité.

Comme il a été souligné, la corrélation entre la T_{max} et la série $\delta^{13}C$ est significative lorsque l'on considère toute la période instrumentale. En revanche, lorsque cette corrélation est suivie dans le temps (avec une corrélation en fenêtre de 9 ans), elle apparait instable et devient non-significative après 1975 (Figure 11). Une telle baisse de sensibilité à des paramètres climatiques peut être associée à une baisse de réponse des séries $\delta^{13}C$ face à une modification de l'ambiance climatique générale, autrement dit, à un phénomène de divergence (cf. chapitre 1.3.4). Plusieurs études ont démontré qu'une divergence observée entre la température estivale et la série $\delta^{13}C$ peut s'expliquer par le fait que plus la température augmente et ce indépendamment de l'ensoleillement, plus la série $\delta^{13}C$ va être corrélée à l'ensoleillement plutôt qu'aux températures (i.e, Young *et al.,* 2010). En effet, même si les étés sont plus chauds cela ne correspond pas forcement à des journées plus ensoleillées et à une meilleure photosynthèse. Dans notre région, le peu de données sur l'ensoleillement ne nous permet pas d'évaluer si cette hypothèse est plausible. En revanche, la divergence observée à partir de 1975, ainsi que l'absence de corrélation avec d'autres paramètres

climatiques à partir de cette période comme avec les précipitations, le DPV, l'humidité, indique que l'ensoleillement pourrait être le seul paramètre devenu prédominant sur l'assimilation du carbone dans notre région.

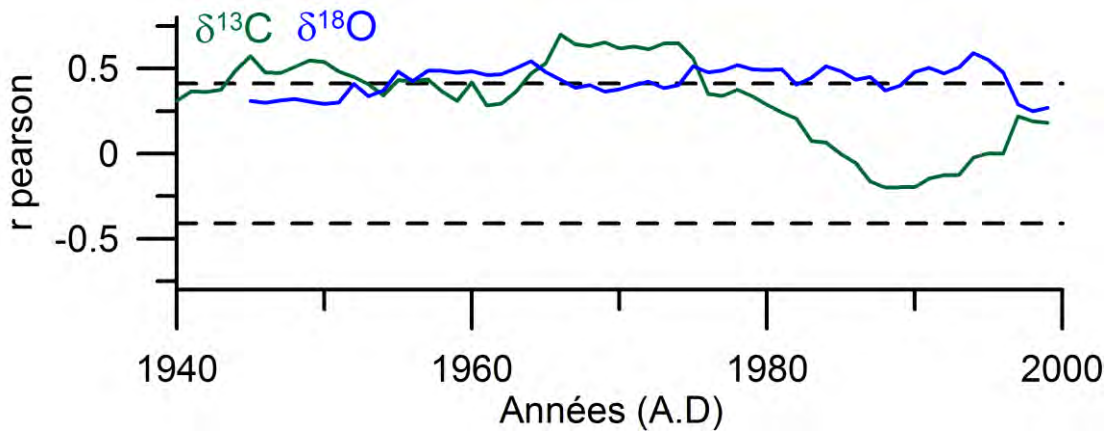


Figure 11. Corrélations de Pearson calculées avec une moyenne mobile de 21-ans entre la température maximale JJA et la série $\delta^{13}C$ (ligne verte) et la série $\delta^{18}O$ (ligne bleue). Sur les deux figures, les lignes en pointillés représentent la valeur P (<0.05).

2.2.2 Signification climatique des valeurs $\delta^{18}O$

La série $\delta^{18}O$ montre une grande sensibilité à l'indice climatique de juin à août (r= -0.61), à la température maximale (r= 0.55) et aux précipitations de juillet à août (r= -0.41; Tableau 3). Ces fortes corrélations reflètent bien les processus déjà connus rendant compte de l'assimilation de l'oxygène par les arbres. En effet, les valeurs $\delta^{18}O$ des précipitations sont fonction des températures qui prévalent durant la formation des gouttes d'eau à l'intérieur des nuages (Clark and Fritz, 1997), et cette variation des valeurs $\delta^{18}O$ est enregistrée par les arbres lors de leur utilisation de l'eau du sol pour produire des sucres. Au cours du processus d'évapotranspiration qui se produit au niveau des feuilles, les molécules les plus légères s'évaporent plus vite et plus facilement que les lourdes (Barbour, 2007). Ainsi, les facteurs climatiques qui ont un effet direct sur le fonctionnement stomatique de l'arbre (humidité et température) auront un impact indirect sur les valeurs $\delta^{18}O$ enregistrées dans les arbres (McCarroll and Loader, 2004; Saurer *et al.,* 1997). Il existe également une corrélation significative entre la série $\delta^{18}O$ et le DPV estival (r= 45; Tableau 3). Cette corrélation s'explique comme pour le carbone par l'étroite relation qui existe entre la température et le DPV. Enfin, une corrélation négative et fortement significative entre la série $\delta^{18}O$ et l'indice climatique (r= -

0.61; Tableau 3) indique que de fortes valeurs $\delta^{18}O$ correspondent à une ambiance climatique chaude et/ou sèche.

Le suivi temporel de la relation entre la température maximale estivale et les valeurs $\delta^{18}O$ montre que la relation est stable dans le temps à l'exception de la dernière décennie où celle-ci devient non-significative (Figure 11). Cette perte de corrélation peut s'expliquer par des modifications importantes de la saison de croissance qui se sont produis depuis 1995 (article 2; Figure 12A). En effet, sa durée s'est allongée (+26 jours depuis 1995), en commençant plus tôt (mi-mai) et en finissant plus tard (début octobre) suivant l'augmentation continuelle des températures printanières et automnales. Les degrés-jours de croissance ont également augmenté, passant de 617°C/jours avant 1995 à 779°C/jour après (Figure 12A). Ces observations sont en accord avec d'autres études ayant documenté des durées de saison modifiées par le changement climatique dans la forêt boréale nord-américaine et dans d'autres écosystèmes forestiers de l'hémisphère nord (Barichivich *et al.,* 2013; Barichivich *et al.,* 2013; Buermann *et al.,* 2013). Il est également intéressant de noter que la corrélation entre la série $\delta^{18}O$ et la température printanière est devenue significative et positive, alors que, simultanément, celle avec la température estivale a chuté (Figure 12). Cette observation signifie que les conditions printanières jouent un rôle prédominant sur l'assimilation de l'oxygène et sur la variabilité des valeurs $\delta^{18}O$ dans l'arbre. Une saison de croissance plus hâtive entraine généralement un début l'absorption de l'eau du sol plus tôt (Logan *et al.,* 2011). Or début mai, l'eau disponible dans les sols a des valeurs $\delta^{18}O$ plus faibles qu'au mois de juin puisque la température y est plus froide (Clark et Fritz, 1997). Dans le même sens, si l'arbre puise de l'eau en octobre plutôt qu'en septembre, la température de formation des gouttelettes d'eau est également plus froide et les valeurs $\delta^{18}O$ plus basses. Par conséquent, alors que la température estivale totale aura augmenté, les valeurs $\delta^{18}O$ moyennes pour toute la saison de croissance auront diminué, créant ainsi une divergence.

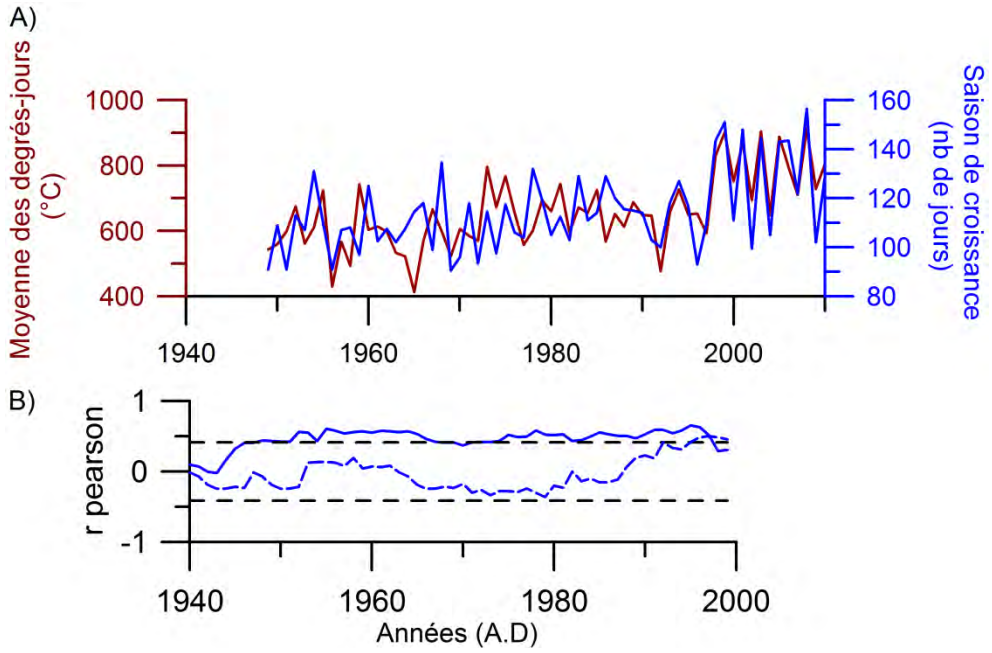


Figure 12. Changements des conditions printanières et estivales sur la série $\delta^{18}O$. A) Moyenne des degrés-jours (ligne bordeaux) et durée de la saison de croissance (ligne bleue). B) Corrélations en fenêtre de 21 ans entre les températures de juin-août (ligne pleine) et de avril-juin (ligne pointillée) avec la série $\delta^{18}O$. Les lignes horizontales indiquent la valeur P (<0.05).

En conclusion, bien que les séries $\delta^{13}C$ montrent de fortes corrélations avec la température estivale et les précipitations printanières, la forte divergence observée avec ces paramètres durant les dernières décennies implique que les isotopes du carbone ne sont pas les meilleurs indicateurs des températures ou des précipitations pour la région du Nord-est québécois. En revanche, les séries $\delta^{18}O$ montrent les plus fortes corrélations avec divers paramètres climatiques régionaux. Ainsi, malgré un phénomène de divergence observé sur une décennie, il semble que les valeurs $\delta^{18}O$ soient les meilleurs indicateurs aux fins de reconstitution climatique dans la région d'étude.

L'objectif de ce projet de recherche est avant tout de reconstituer des paramètres climatiques de base comme les précipitations ou la température, dont les variations au cours des dernières décennies ont été importantes et préoccupantes pour le nord-est québécois. Ainsi, en fonction des corrélations calculées chez les arbres vivants, il apparait que la série $\delta^{18}O$ pourra être utilisée à des fins de reconstitution de la température maximale estivale du nord-est du Canada. Comme la combinaison d'arbres vivants et de tiges subfossiles n'engendre pas d'artefact dans les séries, la période couverte par les valeurs $\delta^{18}O$ sera étendue et les températures maximales estivales pourront être reconstituées sur le dernier millénaire.

2.3 Production de la série $\delta^{18}O$ millénaire (objectifs 2 et 3)

2.3.1 Méthode d'échantillonnage et de découpe : avantages et résultats

Les résultats de la section 2.2 ont montré que la série $\delta^{18}O$ représentait le meilleur indicateur pour reconstituer la température maximale estivale sur le dernier millénaire. Comme les protocoles analytiques (échantillonnage, choix de la méthode de découpe, analyse des échantillons) sont décrits et expliqués dans la section 1.5 ainsi que dans les annexes 1 à 6, les méthodes seront uniquement survolées, et se sont seulement les principaux résultats qui seront présentés.

L'étape de découpe de cinq arbres vivants et de 230 segments de tiges subfossile a permis de constituer 12 cohortes de tiges subfossiles (C0 à C11; 997-1956) et une provenant d'arbres vivants (CV; 1860-2006; Tableau 1; Figure 13). Il est étonnant de constater que les valeurs isotopiques des cohortes à leurs jonctions correspondent bien malgré le fait que ces cohortes proviennent de plusieurs individus lacustres ayant eu des temps de résidence différents sur le fond du lac (Figure 13). Une telle cohérence entre les cohortes se succédant sur un millénaire est documentée ici pour la première fois.

Pour chaque période de chevauchement de cinq ans (cernes) entre deux cohortes successives, entre 10 et 23 blocs supplémentaires de cinq ans (segments de jonction - SJ) ont été échantillonnés (Figure 13). La série $\delta^{18}O$ obtenue non ajustée montre une variabilité maximale de 2.7‰. La variabilité trouvée en un même groupe de segments de jonction (pour une même période de cinq ans) peut être forte. En effet, pour le SJ5 par exemple, cette variabilité est de 3.8‰ ce qui est plus important que la variabilité totale observée sur le millénaire. Cette différence isotopique entre arbres peut être expliquée, d'une part, par l'environnement riverain où ont poussé les arbres, qui, selon leur position, n'ont probablement pas tous eu le même accès à l'eau, et d'autre part et dans une moindre mesure, par les variabilités intra- (±0.48‰) et inter-arbre (±0.58‰) discutées dans la section précédente (2.1). Ces résultats confirment également la pertinence et la nécessité d'utiliser un large éventail d'échantillons afin de rendre compte au mieux de la variabilité isotopique et climatique d'un site ou d'une région (Loader *et al.,* 2013a).

Nous avons déterminé que la meilleure façon de réajuster les cohortes entre elles était de de calculer des valeurs d'ajustements obtenues en moyennant les valeurs isotopiques des cinq années de chevauchement des SJ avec celles des deux cohortes qui se recoupent sur cette même période.

Ainsi, chaque cohorte a été corrigée en soustrayant à chacune de ces valeurs isotopiques, une nouvelle valeur calculée sur la régression linéaire obtenue entre les valeurs d'ajustement qui la délimitent (Annexe 5).

Cette modification de la méthode d'ajustement préexistante (Gagen *et al.,* 2012) a permis de corriger chaque cohorte en utilisant un nombre optimal d'individus (n=20-33 relativement à 10-23 pour Gagen *et al.* 2012) ce qui rend cet ajustement encore plus fiable.

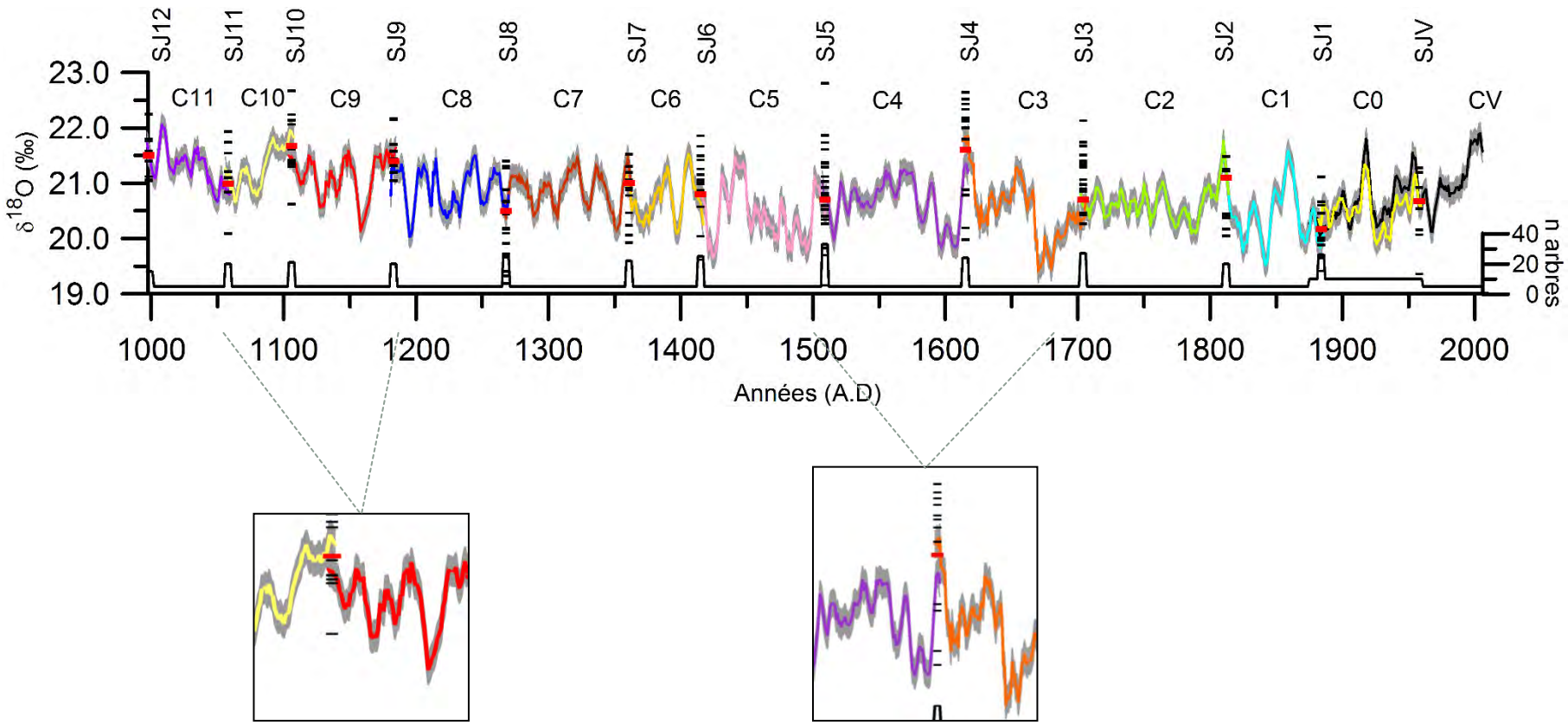


Figure 13. Valeurs $\delta^{18}O$ des cohortes non ajustées sur le millénaire : cohortes des arbres vivants (CV; ligne noire) et des tiges subfossiles (C0 à C11; lignes colorées). Les valeurs $\delta^{18}O$ des divers SJ sont indiquées en tirets noirs et identifiés SJ-n, et les valeurs d'ajustement sont indiquées par des tirets rouges. Le nombre d'arbres analysés est indiqué sur l'axe des Y de droite, en ligne noire. Les cohortes qui ne se recoupent pas correctement sont montrées dans les deux cadres.

2.3.2 Intégrité isotopique de la série $\delta^{18}O$ millénaire (sous-objectif 3.1)

Toute étude paléoclimatique basée sur des séries provenant de tiges fossiles (ou subfossiles) doit d'abord démontrer que l'intégrité des rapports isotopiques est préservée. Ainsi, les séries $\delta^{18}O$ de lignine et de cellulose pour cinq arbres vivants, et quinze tiges subfossiles découpées en cohorte ont été analysées sur trois périodes climatiques distinctes de 15 ans chacune (pour les détails se référer à la section 1.5.2).

Les proportions de cellulose contenues dans les arbres vivants riverains et des tiges subfossiles du lac L20 sont cohérentes avec des valeurs déterminées par Savard *et al.* (2012) pour des épinettes noires du même secteur boréal avec un pourcentage compris entre 38 et 70% pour les vivants et entre 9 et 41% pour les subfossiles. En revanche, les proportions moyennes de lignine contenues dans les épinettes noires doivent encore être quantifiées. Bien que les valeurs $\delta^{18}O$ mesurées pour les arbres du lac L20 soient du même ordre que celles calculées dans Savard *et al.* (2012), elles montrent une variabilité plus faible ($\sigma_{Cellulose}$= 0.3 et 0.7 et $\sigma_{Lignine}$= 0.6 et 1, respectivement). Cette différence peut provenir du fait que les tiges prélevées à L20 ont été sélectionnées exclusivement sur la base de leur correspondance tant sur le plan morphologique, que sur le degré de dégradation visuel. Les valeurs $\Delta_{c\text{-}l}$ correspondent à la différence entre les valeurs $\delta^{18}O$ de la cellulose et celles de la lignine. Ses valeurs sont calculées d'abord pour les arbres vivants et servent de références car elles permettent de quantifier dans quelles proportions ses valeurs varient sur des arbres sains et non dégradés. Dans notre cas, les valeurs $\Delta_{c\text{-}l}$ des arbres vivants varient entre 15.4 et 12.8 (Figure 14). Ensuite, ses mêmes valeurs sont déterminées sur des tiges subfossiles contemporaines mais également plus âgées et qui proviennent de périodes climatiques contrastées. Si les valeurs $\Delta_{c\text{-}l}$ déterminées sur les tiges subfossiles varient à l'intérieur de l'intervalle déterminé sur les arbres vivants, alors il est considéré que les tiges subfossiles ne sont pas dégradées et ont conservé l'intégralité du signal climatique. Dans notre étude, les valeurs $\Delta_{c\text{-}l}$ calculées sur les tiges contemporaines des tiges vivantes sur la période 1890-1905 sont comprises dans le même intervalle, et présentent une variabilité similaire. Les valeurs $\Delta_{c\text{-}l}$ déterminées pour des périodes plus anciennes et contrastées sur le plan climatique (1745-1760 et 1145-1160 respectivement attribuées à la période froide du Petit Âge glaciaire et à la période chaude médiévale) montrent également une cohérence avec les valeurs de référence. Ainsi, ses résultats prouvent que les tiges subfossiles ne présentent pas de dégradation sur le plan isotopique et indiquent une stabilité du signal isotopique sur l'ensemble du dernier millénaire.

Tableau 4. Résultats des valeurs $\delta^{18}O$ pour la lignine et la cellulose

Type de tige	Période couverte	$\delta^{18}O$ (‰) lignine (μ±σ)	$\delta^{18}O$ (‰) cellulose (μ±σ)	$\Delta_{c-l} \pm \sigma$	Classe lignine (%)	Classe cellulose (%)
Vivante	1890-1905	7.1 ± 0.4	20.5 ± 0.2	13.4 ± 0.5	[16-22]	[31-39]
Subfossile	1890-1905	7.6 ± 0.2	20.5 ± 0.2	12.9 ± 0.2	[10-28]	[25-37]
Subfossile	1745-1760	6.3 ± 0.3	20.6 ± 0.3	14.4 ± 0.5	[8-20]	[22-34]
subfossile	1145-1160	7.8 ± 0.4	21.0 ± 0.5	13.2 ± 0.5	[13-29]	[23-37]

σ : écart-moyen; μ : moyenne; $\Delta_{c-l} = \delta^{18}O_c - \delta^{18}O_l$. Les classes ont été déterminées sur la base d'une distribution non normale, où les valeurs extrêmes correspondant à seulement 2.5% de la population ont été exclues afin de ne conserver que la classe la plus représentative de la variabilité réelle de la population totale (correspondant à 95%).

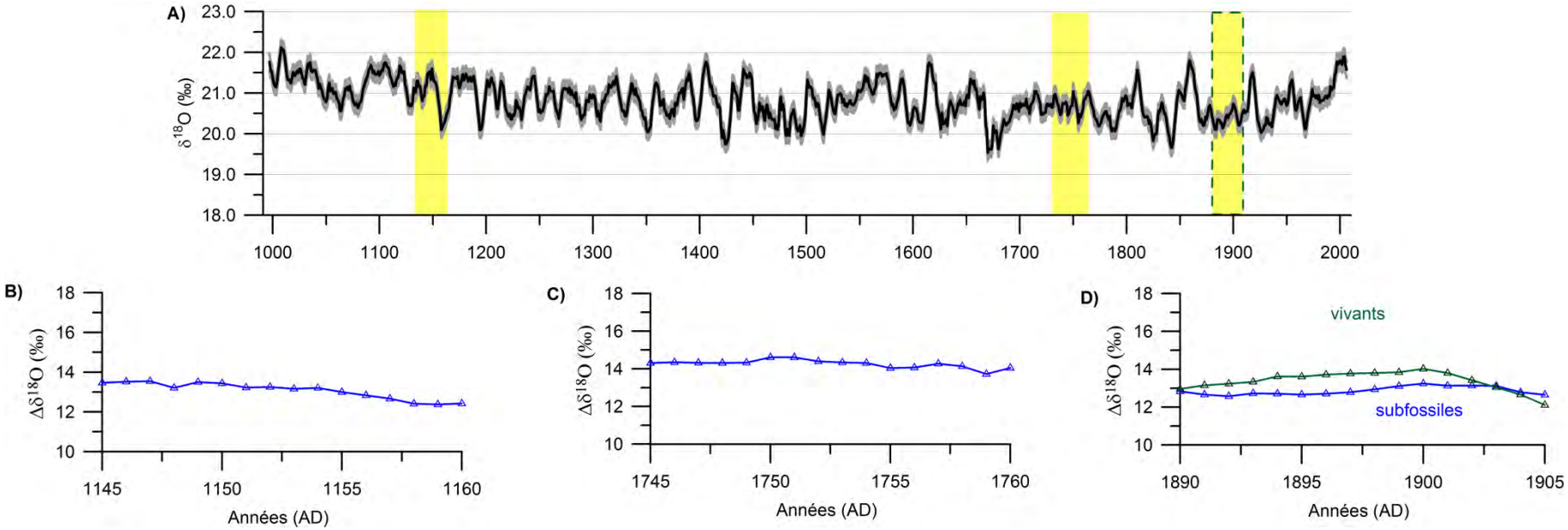


Figure 14. Séries $\delta^{18}O$ millénaire et la comparaison lignine/cellulose. A) Séries $\delta^{18}O$ millénaire ajustée (ligne noire); l'erreur analytique est représentée par la bande grise. Les cadres jaunes représentent les périodes pour lesquelles les résultats de la lignine et la cellulose ont été comparés. Le cadre au contour vert correspond aussi à la période de chevauchement entre arbres vivants et tiges subfossiles. B), C) et D) Valeurs $\Delta\delta^{18}O$ pour les tiges subfossiles (ligne bleue) et les arbres vivants (lignes vertes) pour les périodes 1145-1160, 1745-1760 et 1890-1905, respectivement.

2.4 Reconstitution de la température estivale sur le dernier millénaire (objectif 3)

2.4.1 Choix de la méthode de reconstitution

Nous avons montré à la section 2.2.2. que la série $\delta^{18}O$ représente le meilleur indicateur des conditions climatiques estivales de la région du Lac L20. Les meilleures corrélations ayant été obtenues entre la série $\delta^{18}O$ et la température maximale de juin à août du CRU TS 3.1, c'est ce paramètre climatique qui a été sélectionné pour être reconstitué sur le dernier millénaire. La série $\delta^{18}O$ ayant montré une légère divergence avec la température de la dernière décennie (section 2.2.2), nous avons choisi d'exclure cette période des fonctions de réponse et de transfert afin qu'ils soient les plus fiables possible. Le reste de la période instrumentale a été scindé en deux séries d'égales longueurs (1930-1970 et 1971-2000; section 1.5.3); l'une servant d'abord de période de calibration et l'autre de vérification, puis inversement de façon à tester la viabilité du modèle. Par conséquent, suivant les procédures de calibration-vérification communément utilisées en dendrochronologie pour juger de la validité d'un modèle statistique, nous avons testé deux types de fonction de réponse différents, soit la régression linéaire simple et le *linear scaling* (mise à l'échelle de la moyenne et l'écart type). Les résultats montrent que les deux fonctions donnent des coefficients de vérification similaires en tous points (RE, CE, r^2 et RMSE). Cependant, la reconstitution issue de la régression linéaire simple sous-estime la variance observée alors que celle obtenue par *linear scaling* la surestime. Par conséquent, afin de reproduire au mieux les tendances à court et long termes, et de conserver la variabilité climatique observée sur les données instrumentales, nous avons opté de moyenner les séries reconstituées à l'aide des deux fonctions. Cette combinaison a permis de reproduire 64% de la variabilité des températures maximales estivales sur la période instrumentale (1930-2000) avec un r^2 de 0.64 (Figure 15).

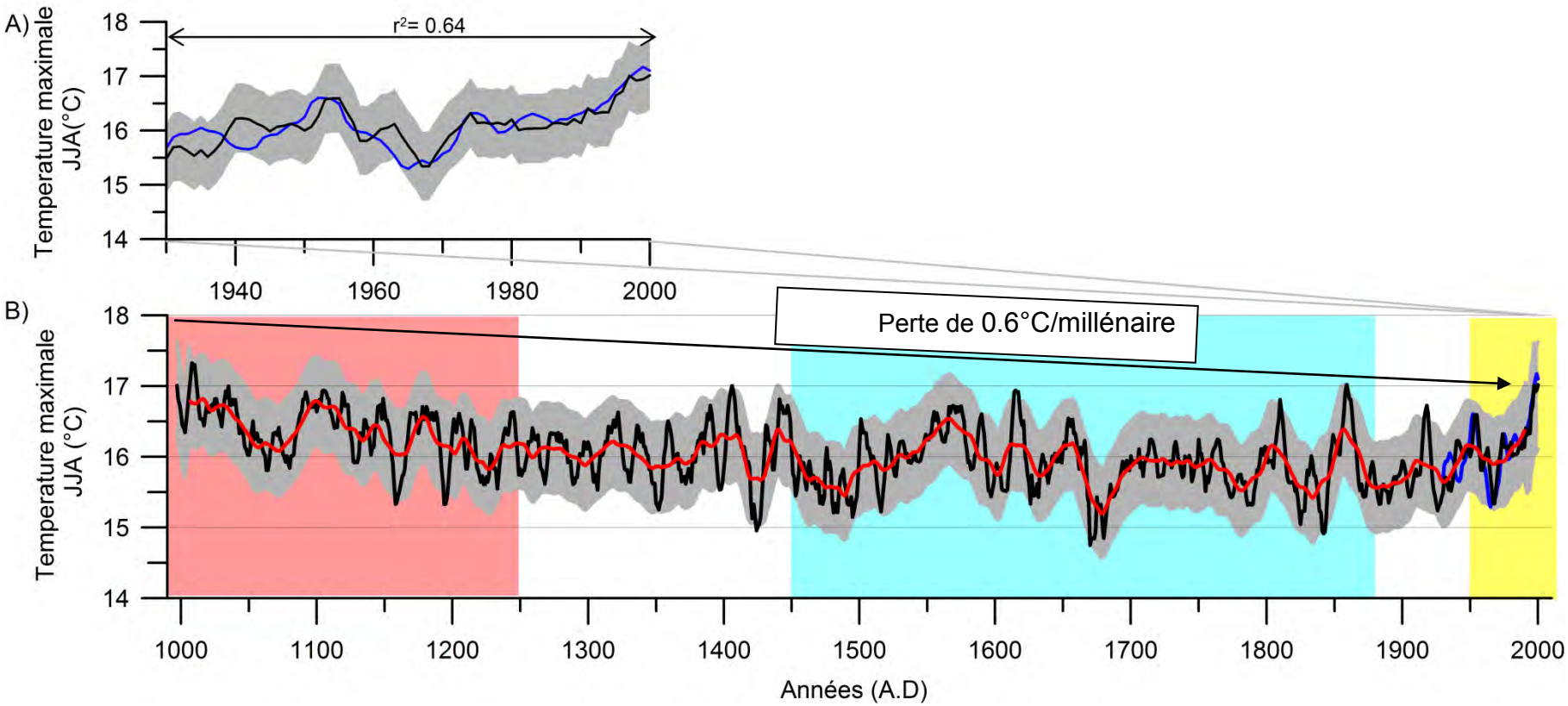


Figure 15. Reconstitution de la Tmax estivale (i-STREC). A) Comparaison entre la température observée TS 3.1 (courbe bleue) et reconstituée (ligne noire). B) Température maximale JJA reconstituée avec les trois périodes climatiques mises en évidence que sont la période chaude médiévale (rectangle rose; 1000-1250), le petit âge glaciaire (enveloppe bleue; 1450-1880) et la période moderne (rectangle jaune).

2.4.2 Tendances de la reconstitution i-STREC sur le dernier millénaire

La reconstitution i-STREC (summer temperature reconstruction for eastern Canada based on isotopes) montre une diminution générale à un taux estimé à 0.6°C/millénaire. Ce taux semble conservateur lorsque comparé à la seule autre estimation existante pour la région d'étude, STREC (Gennaretti *et al.,* 2014b), qui montre une diminution de 1.6°C/millénaire. Toutefois, il est important de noter que la diminution progressive de la température observée sur le millénaire dans i-STREC est également présente chez d'autres reconstitutions nord hémisphériques et du même ordre de grandeur (-0.2 to -0.3°C; Viau *et al.,* 2012; Kaufman *et al.,* 2009; Esper *et al.,* 2012). Ces études ont généralement attribué la diminution de la température terrestre à l'influence du forçage orbital (Pages 2K consortium, 2013; IPCC, 2013).

La chronologie i-STREC met en évidence trois périodes climatiques contrastées sur l'ensemble du millénaire dont les limites sont approximatives: une période chaude (~1000-1250), une période froide (~1450-1880) et une période courte de réchauffement (~1970-2000; Figure 15). Ces périodes aux ambiances climatiques contrastées sont bien connues en paléoclimatologie comme étant la période chaude médiévale (~800-1250) suivie d'une période froide, le Petit Âge glaciaire (~1350-1850), et la période de réchauffement climatique moderne (~1950-2000), comme définie dans le dernier rapport de l'IPCC (2013). Selon notre reconstitution i-STREC, la période médiévale aurait été plus chaude que la période moderne (+0.2°C), et le Petit Âge glaciaire reste la période la plus froide (-0.3°C relativement à la période moderne). Contrairement aux données présentées dans d'autres reconstitutions nord hémisphériques (Mann *et al.,* 2009; Ljungqvist *et al.,* 2012), la période moderne est généralement froide dans notre région d'étude (données i-STREC et STREC), avec un réchauffement prononcé seulement pour les trois dernières décennies (1970-2000), mais dont les températures moyenne et maximale restent toujours en-dessous de celle de l'époque médiévale. Bien que la vitesse de réchauffement dans le nord-est du Canada apparaît comme étant l'un des plus importants au monde sur les dernières décennies (+0.2/10ans avant 1970 et +0.8°C/10ans après 1970; Figure 2), d'après i-STREC il semble que la température maximale récemment atteinte ne soit pas la plus chaude du dernier millénaire (AD 1004-1012, T= 17.1°C). Il est également intéressant de noter que les variations à long terme du climat enregistré par i-STREC pour le nord-est du Canada sont semblables à d'autres reconstitutions produites pour l'Amérique du Nord : dans la région d'étude (largeur de cernes de STREC; Gennaretti *et al.,* 2014b), dans la baie de Baffin (sédiments de lac; Thomas *& Briner,* 2009), au Groenland (carottes de glace de GISP 2; Kobashi *et al.,* 2012), dans les rocheuses Canadiennes (densité des cernes; Luckman *et al.,* 2005) et en Fennoscandie (largeur de

cernes; Helama *et al.,* 2002). En effet, nous avons démontré que la période médiévale plus chaude proposée pour i-STREC concordait avec celle de STREC pour le nord-est du Canada, et avec la reconstitution proposée pour la Fennoscandie également en région boréale (Helama *et al.,* 2002). La période plus froide du Petit Âge glaciaire est aussi décelée pour la région de la baie de Baffin, dans les rocheuses canadiennes et au Groenland. Ces similitudes démontrent que le signal climatique contenu dans notre reconstitution n'est pas seulement régional mais également global.

2.4.3 Forçages climatiques

Les variations à plus ou moins long terme de la température peuvent être dues à des forçages externes au système terrestre comme les changements de l'axe de rotation de la Terre (cycle de Milankovitch) ou des radiations solaires, à des forçages globaux comme les émissions volcaniques, ou à des phénomènes plus régionaux tels les oscillations nord-atlantiques et, atlantiques méridionales (ONA, OAM). Nous avons testé toutes ces hypothèses et nous avons mis en évidence une concordance entre les périodes de minima solaires et celles de refroidissement montrant ainsi que l'activité solaire aurait influencé les températures du nord-est du Canada; Figure 16, Article 3). En effet, les périodes froides recensées dans i-STREC aux XIème, XVème, XVIIIème et XIXème siècles correspondent toutes à des phases connues de faibles radiations solaires comme les minimums de Oort (1040-1080), Spörer (1410-1480), Maunder (1600-1650) et Dalton (1800-1850). Cette constatation est en accord avec diverses études basées sur l'impact du forçage solaire sur les températures (corrélations entre les séries de radiations solaires et les reconstitutions nord hémisphérique des températures) qui expliquent le lien existant entre les fluctuations des radiations solaires et les grandes périodes climatiques des deux derniers millénaires (Bard *et al.,* 2006; Breitenmoser *et al.,* 2012; Keller *et al.,* 2004).

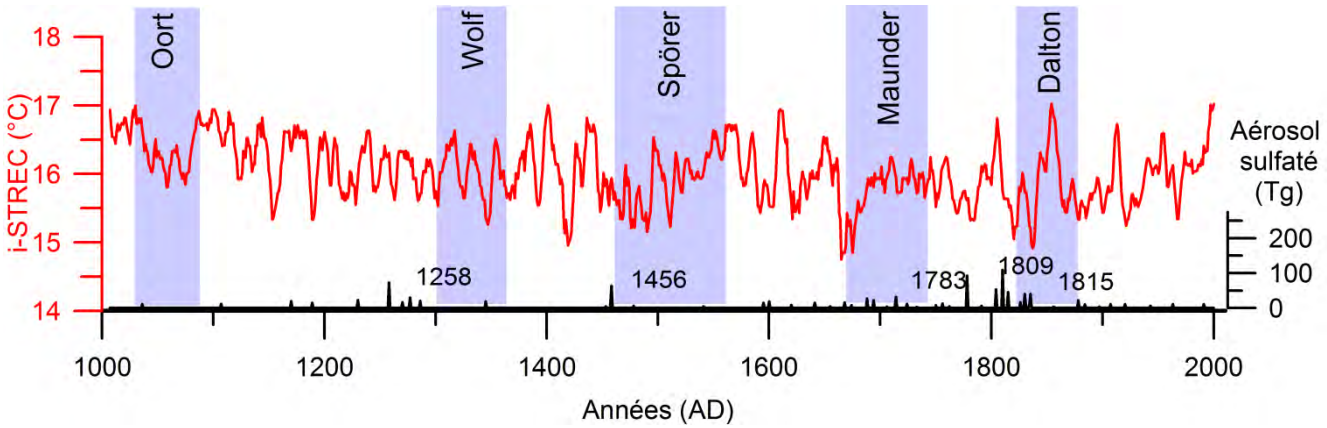


Figure 16. Reconstitution i-STREC (ligne rouge) comparée aux quantités d'aérosols sulfatés émises dans l'atmosphère (Sigl et al., 2014). et aux minimas d'activité solaire (bandes bleues).

L'une des deux périodes les plus froides du dernier millénaire mise en évidence par i-STREC s'est produite durant le minimum de Dalton, mais coïncide également avec trois éruptions volcaniques majeures du XIXème siècle que sont l'éruption inconnue de 1809 (Dai *et al.,* 1991; Sigl et al., 2014), celle du Tambora en 1815 (Wood *et al.,* 2014) et celle du Cosigüina en 1835 (Longpré *et al.,* 2014). Cette concordance montre que la combinaison d'éruptions volcaniques successives avec l'activité solaire serait responsable en majeure partie de cette période froide du dernier millénaire. L'impact d'éruptions majeures comme celle du Tambora (1815) sur la température terrestre globale (Asie, Europe, Amérique du Nord) est déjà bien documenté (i.e., D'Arrigo et Jacoby, 1999; Gao *et al.,* 2008; Jacoby *et al.,* 1999, Wood *et al.,* 2014). En revanche, bien que le rôle des radiations solaires sur la température terrestre soit documenté à l'échelle mondiale (e.g., Lean *et al.,* 1995; Crowley *et al.,* 2014), son impact sur la température régionale est encore très peu connu et quantifié (Wiles *et al.,* 2014).). Il est très intéressant de noter que l'impact jumelé des forçages volcanique et solaire comme cause du Petit Âge glaciaire proposé dans i-STREC a déjà été proposée par des études ayant analysé les corrélations entre des reconstitutions nord hémisphériques et la série de radiations solaires (Breitenmoser *et al.,* 2012; Keller *et al.,* 2004). Ces études ont en effet démontré que le forçage solaire pouvait à lui seul expliquer des chutes de température observées jusqu'au XVIIe siècle, après quoi la période la plus froide du petit âge glaciaire résulterait selon eux de la combinaison des forçages solaire et volcanique. Dans notre région d'étude, il semble donc que le forçage induit par les radiations solaires exerce l'un des plus importants contrôles sur la température. Cette observation signifie également que, contrairement aux séries dendrochronologiques du Nord-est québécois qui reflètent particulièrement la sensibilité du climat aux éruptions volcaniques (Gennaretti *et al.,* 2014b), les séries $\delta^{18}O$ reflèteraient la sensibilité de ce système climatique régional aux variations solaires. Bien qu'il ne soit pas étonnant d'avoir à suggérer le rôle du soleil sur la variabilité de la température, il est toutefois plus surprenant d'avoir pu souligner son rôle grâce à une

série $\delta^{18}O$ provenant d'arbres. En effet, cette découverte est à notre connaissance une première dans les études dendrogéochimiques appliquées au climat. Enfin, bien que les séries $\delta^{18}O$ reflètent peu les effets des éruptions volcaniques de forte intensité sur le climat régional (ex. Samalas en 1257), il semble qu'elles enregistrent les effets de plusieurs éruptions successives coïncidant avec une période de faibles radiations solaires. En conclusion de cette partie, nous pouvons confirmer que les séries $\delta^{18}O$ contenues dans les cernes d'épinettes noires riveraines de la forêt boréale sont de bons indicateurs de la température régionale qui semble répondre remarquablement bien aux radiations solaires.

2.4.4 Comparaison i-STREC et STREC

Il apparait pertinent de consacrer une sous-section de la dissertation à la comparaison entre les deux seules reconstitutions disponibles pour le nord-est du Canada, soit la série de température maximale estivale obtenue à partir des isotopes (i-STREC; cette étude) et celle de la température moyenne de juillet et août produite à partir des largeurs de cernes (STREC; Gennaretti *et al.,* 2014b; Annexe 9). Bien que les deux reconstitutions montrent des ressemblances de par leurs tendances à long terme, nous observons sans surprise qu'i-STREC et STREC montrent aussi des différences notables. Il est clair qu'il existe des différences méthodologiques importantes entre les deux reconstitutions, comme par exemple le nombre de sites échantillonnés (6 vs 1), et la série de température reconstituée (température moyenne de juillet à août et température maximale de juin à août, respectivement pour STREC et i-STREC). De plus, dans le cas d'i-STREC, la méthode de découpe des cernes en cohorte avec segments de cinq ans décalés de un an, a pour effet de produire des séries isotopiques et thermiques filtrées sur 9 ans et a entrainé une forte autocorrélation entre les 9 années successives utilisées dans le calcul de la valeur $\delta^{18}O$ d'une année n. Pour cette raison, notre reconstitution rend moins bien compte de changements abrupts ou d'évènements ponctuels que STREC pourrait le faire. Cependant, ces différences ne peuvent expliquer l'ensemble des nuances observées entre les deux séries reconstituées, puisque les deux ont une portée régionale (voir plus bas), et que les températures maximales et moyennes de juillet-août et de juin-juillet-août corrèlent très fortement entre elles (Annexe 9).

Les différences de tendances proviendraient principalement du fait que les signaux de températures captés par les largeurs et les valeurs $\delta^{18}O$ des cernes de croissance passent par des

chaines de processus complètement différents. En effet, même si chaque série est principalement contrôlée par la température, d'autres paramètres climatiques influencent différemment la variabilité des largeurs de cerne et des rapports isotopiques (précipitations, DPV; tableau 3). Ces autres paramètres induisent des réponses à plus ou moins long terme, différentes selon les indicateurs utilisés, et qui s'ajoutent aux effets de la température. De plus, les signaux enregistrés par les largeurs et les valeurs $\delta^{18}O$ des cernes de croissance relèvent de processus différents qui en influenceront directement les valeurs. D'une part, la croissance des cernes d'arbre est contrôlée par le taux de photosynthèse lui-même directement influencé par les variations de température. Cependant, la photosynthèse ne peut fonctionner qu'à l'intérieur de certaines limites de température à l'intérieur desquelles elle répondra de façon non linéaire, elle sera limitée, diminuant ainsi la largeur du cerne de croissance produit lorsque les conditions ne seront pas optimales. D'un autre côté, les valeurs $\delta^{18}O$ des cernes reflètent principalement le signal isotopique des précipitations régionales, lui-même modulé de façon linéaire par la température prévalant lors de la condensation des gouttes d'eau dans les masses nuageuses. Ainsi, même si i-STREC est bâtie à partir de tiges provenant d'un seul lac, les valeurs $\delta^{18}O$ obtenues constituent tout de même un registre régional des températures. Les valeurs $\delta^{18}O$ des cernes proviennent donc de l'eau du sol puisée par les racines sans qu'aucun processus de fractionnement ne se produise.

Gennaretti *et al.* (2014) ont montré que les périodes de faible croissance radiale correspondaient à des périodes de forte activité volcanique. Lors d'importantes éruptions volcaniques, les particules projetées dans la stratosphère bloquent les rayons du soleil modifiant ainsi la température et la luminosité pendant de longues périodes. L'éruption du Tambora en avril 1815 est un bon exemple de ce phénomène. L'impact à l'échelle mondiale de son éruption et l'énorme quantité de cendres qu'il a projeté dans la stratosphère ont été tels que l'année 1816 fut une année sans été avec des températures très froides sur l'hémisphère nord. Ainsi, les éruptions majeures comme celles du Samalas et du Tambora, ont eu des impacts directs sur la croissance radiale puisque les particules émises et la couverture nuageuse amplifiée ont obstrué le rayonnement solaire et ont contribué avec la baisse de température à limiter la photosynthèse. Ces effets ponctuels sont donc bien enregistrés dans les séries de largeur de cernes en induisant des chutes abruptes de croissance; ils le seront aussi, mais de façon linéaire dans les séries $\delta^{18}O$. En effet, puisque les valeurs $\delta^{18}O$ des cernes proviennent des précipitations issues des masses nuageuses, elles varieront de façon continue, sans rupture, en suivant les baisses de température et ce, sans que la présence de cendres volcaniques n'ait d'effet ajouté sur la baisse de l'indicateur. De plus, notons que l'impact d'une diminution du rayonnement solaire sur les températures se fera sentir sur de plus longues périodes puisque ses phénomènes ne sont pas ponctuels comme les éruptions volcaniques, ce qui aura pour conséquence

de modifier progressivement et à plus long terme le signal isotopique des précipitations. Voilà comment nous expliquons le fait que les largeurs de cernes soient si sensibles aux éruptions volcaniques alors que les valeurs $\delta^{18}O$ soient surtout modulées par des baisses de température comme celles reliés à de faibles radiations solaires. Conséquemment, il apparait que les valeurs $\delta^{18}O$ et les largeurs de cernes sont des indicateurs complémentaires car ils reflètent en nuance différents forçages climatiques pour une même région.

CHAPITRE 3. Apports à la recherche et perspectives

3.1 Introduction générale des apports à la recherche

La dendroclimatologie est la science qui permet aux arbres, véritables témoins privilégiés des climats passés, de nous apporter de nouvelles informations sur la dynamique du climat qui régit les écosystèmes pour une région donnée. Comprendre les mécanismes qui contrôlent cette dynamique, évaluer l'ampleur du changement climatique sur les écosystèmes pour prédire l'évolution future de notre climat, tels sont les enjeux actuels des paléoclimatologues. De nombreuses études ont déjà permis d'évaluer le climat passé tant par l'utilisation de la largeur que de la densité des cernes de croissance des arbres, et plus récemment en utilisant les isotopes stables contenus dans ces cernes comme ceux du carbone, de l'oxygène et plus rarement de l'hydrogène. De nos jours, le climat nord hémisphérique du dernier millénaire est de mieux en mieux documenté. Cependant des zones d'ombres correspondant à des régions éloignées, peu peuplées, aux climats rigoureux et aux installations météorologiques encore trop récentes restent mal documentées et le manque de données disponibles appauvrit la qualité des reconstitutions et des simulations futures (projections).

Le but de notre étude était de combler une de ces zones d'ombre correspondant au nord de la forêt boréale québécoise, située au Nord-est du Canada. Jusqu'à récemment (Gennaretti *et al.,* 2014b), aucune longue reconstitution climatique n'existait pour ce vaste territoire, pourtant abondamment peuplé d'arbres et de lacs. Notre approche a consisté à combler ce manque de données en utilisant les isotopes de carbone et d'oxygène contenus dans des épinettes noires riveraines d'un lac boréal. Préalablement à l'élaboration du volet climatique, un autre volet, tout aussi important, a été de développer une méthodologie permettant d'obtenir une série isotopique la plus fiable possible. Cette recherche s'est donc articulée sur deux principaux axes décrits dans les paragraphes subséquents.

3.2 Les séries $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des épinettes noires riveraines comme indicateurs du climat

Bien qu'il ait déjà été démontré dans Bégin *et al.* (accepté) que les séries $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ contenues dans les cernes des épinettes noires de la forêt boréale étaient de bons indicateurs climatiques, nous avons ici démontré que les séries isotopiques d'épinettes noires riveraines étaient elles aussi sensibles à certains paramètres climatiques. En effet, nous avons démontré qu'elles étaient sensibles aux paramètres climatiques contrôlant la capacité photosynthétique comme la température estivale plutôt qu'aux paramètres contrôlant la conductance stomatale comme les précipitations ou encore l'humidité relative. Les séries $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ semblent répondre aux mêmes facteurs climatiques, ce qui pourrait permettre dans le futur de les combiner sur le millénaire pour créer une série qui exprime encore mieux les variations de la température que les séries individuelles.

L'approche innovatrice développée ici a été de vérifier que les séries isotopiques montraient la même variabilité et la même sensibilité au climat pour n'importe quelle hauteur d'échantillonnage sur la tige de l'arbre. Ainsi, en plus de caractériser pour la première fois la variabilité longitudinale des séries $\delta^{18}O$ des épinettes noires, cette étude nous a permis de déduire que la combinaison de séries isotopiques provenant de deux hauteurs différentes améliorait le EPS, et n'engendrait aucune modification du signal climatique enregistré dans les séries. Cette étape a permis de confirmer que combiner des séries isotopiques d'arbres vivants avec celles de tiges subfossiles était possible à des fins de reconstitution climatique dans le Nord-est québécois.

Enfin, nous avons suivi les corrélations entre les séries isotopiques et le climat sur la période instrumentale afin d'analyser la stabilité de ces relations. Par une approche statistique nous avons mis au jour de nouveaux cas du phénomène de divergence très connu dans les études dendrochronologiques de l'hémisphère nord, mais très peu dans les études dendroisotopiques. Cette étape de la recherche a permis de de consolider notre hypothèse stipulant que la série $\delta^{18}O$ est la plus appropriée pour reconstituer la température maximale du nord-est du Canada sur le dernier millénaire, alors que cet indicateur est encore très peu utilisé sur de longues séries et que le peu d'études l'utilisant reconstituent des paramètres hydrologiques (Edwards *et al.,* 2008; Treydte *et al.,* 2006).

3.3 L'utilisation des séries $\delta^{18}O$ pour reconstituer la température maximale estivale du Nord-est québécois

Cette partie de la recherche a permis le développement de plusieurs nouvelles approches. En effet, la méthode de découpe des cernes récents et subfossiles par cohortes, proposée par Boettger *et al.* (2009) et adaptée à une série $\delta^{13}C$ millénaire par Gagen *et al.* (2012), était toute récent et encore très peu testée. Nous l'avons modifiée afin de l'optimiser, puis appliquée pour la première fois à une série $\delta^{18}O$ millénaire. Bien que Loader *et al.* (2013) avaient utilisé une série $\delta^{18}O$ pour confirmer que cette méthode donnait des résultats significatifs tant pour la conservation des moyennes et des basses fréquences du climat, que sur la préservation de la variabilité isotopique sur plusieurs siècles, aucune série millénaire basée sur les valeurs $\delta^{18}O$ n'avait été produite en utilisant la découpe en cohortes. Nous avons spécifiquement évalué s'il était nécessaire de corriger chaque cohorte pour éliminer leurs écarts isotopiques et dans quel cas, déterminé quelle serait la méthode la plus adéquate. Ainsi, nous avons opté pour l'utilisation d'un nombre d'échantillons plus élevé pour l'ajustement isotopique, et la correction de chaque cohorte individuellement plutôt que de chaque arbre. Ainsi réadaptée la méthode d'ajustement des cohortes par segment de jonction devient plus fiable. Enfin, contrairement aux indications proposées auparavant (ex. Loader *et al.,* 2013), nous avons calibré notre modèle climatique sur la cohorte $\delta^{18}O$ d'arbres vivants plutôt que sur la série $\delta^{18}O$ annuelle classique. Cette dernière modification permet de calibrer rigoureusement un modèle sur la variabilité définie par la méthode de découpe (moyenne pondérée triangulaire sur 9 ans) et de reconstituer la température avec cette même variabilité.

3.4 Une nouvelle série de température pour le Nord-est québécois

Cette partie présente le principal apport à la recherche de cette thèse. En effet, pour la première fois, nous avons reconstitué à l'aide des séries $\delta^{18}O$ des épinettes noires riveraines la température maximale de juin à août pour le nord-est québécois et ce, sur le dernier millénaire. Hormis la reconstitution basée sur les largeurs de cerne et élaborée par d'autres membres de notre équipe ARCHIVES (Gennaretti *et al.,* 2014), notre reconstitution (i-STREC) est la première à documenter le

climat d'une région jusque-là absente des modèles climatiques globaux ou nord hémisphériques en utilisant les isotopes contenus dans les arbres. La comparaison de nos résultats avec d'autres indicateurs a montré que notre reconstitution était fiable vis-à-vis de celles basées sur des indicateurs du climat indépendants, comme les glaciers, les varves de sédiments ou encore les pollens. Nos observations ont mis en évidence que le réchauffement régional observé sur les trente dernières années n'était pas exceptionnel dans la perspective du dernier millénaire. En effet, d'après i-STREC, notre reconstitution isotopique, il apparait que les XIème et XIIème siècles, correspondant à la période chaude médiévale, furent les plus chauds du millénaire, relayant ainsi le réchauffement moderne au second plan. Cette conclusion est d'ailleurs appuyée par les résultats obtenus à partir des largeurs de cerne (STREC; Gennaretti *et al.,* 2014). De notre recherche, il ressort également que le Petit Âge glaciaire (1450-1880) fût la période la plus froide du millénaire pour la région d'étude.

Une nouvelle hypothèse issue de notre recherche concerne les forçages climatiques ayant exercé un important contrôle sur la température du dernier millénaire dans cette région. La période la plus froide de notre reconstitution (i-STREC) durant le XIX siècle correspond à une phase au cours de laquelle se conjuguent des épisodes volcaniques successifs avec un minimum de radiations solaires (Dalton). Nous montrons de plus que les radiations solaires semblent constituer le forçage dominant, à l'échelle séculaire, pour le nord-est québécois puisque les périodes les plus froides recensées dans i-STREC concordent toutes avec des phases de minima solaires. Ce travail de recherche vient donc combler le peu de données disponibles pour la région du nord-est Québécois et apporte une meilleure compréhension du système climatique qui prévaut en région boréale québécoise.

3.5 Diffusion des résultats de la recherche et perspective sur la dendrogéochimie appliquée aux études climatiques

Les travaux présentés dans cette thèse au moment du dépôt final ont tous été publiés (article 1), acceptés (article 2) ou soumis (article 3) dans des revues scientifiques renommées dans leur domaine respectif. Pour améliorer la visibilité des résultats et leur assurer une place dans le futur rapport du GIEC ou dans de futures reconstitutions nord-hémisphériques, il serait pertinent de leur donner libre accès sur des sites internationaux tels que NOAA, ou encore sur des sites canadiens comme Environnement Canada.

La reconstitution i-STREC fera partie intégrante de plusieurs autres projets. En effet, il est prévu de combiner les reconstitutions i-STREC et STREC afin de développer une approche multi-indicateurs. En outre, les rapports isotopiques et les largeurs de cerne étant des indicateurs complémentaires, la combinaison des deux séries dans un modèle de régression linéaire multiple ou de type *linear-scaling* permettrait peut-être de reconstituer la température de façon à circonscrire plus finement l'impact des forçages climatiques majeurs de la région (volcanique et solaire). Aussi, comme la variabilité des deux indicateurs dépend principalement de la température mais également d'autres paramètres climatiques ou non-climatique, les combiner permettrait de produire une reconstitution encore plus fiable et représentative de la variabilité des températures réelles du passé.

Il est également envisageable d'utiliser un modèle écophysiologique (par exemple le modèle MAIDEN; Misson, 2004) qui permettrait, sur la base du fonctionnement connu de l'arbre, de mieux caractériser la relation étroite qui existe entre des paramètres climatiques et les séries isotopiques. Dans cette optique, l'utilisation des séries $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ déjà produites dans un tel modèle permettrait de mieux comprendre les processus inhérents à l'absorption et à l'intégration des isotopes stables dans l'arbre. Pour cette dernière étape, l'analyse sur le millénaire de la série $\delta^{13}C$ devrait également être envisagée.

SECTION 2.

Les articles

Articulation des articles en fonction des objectifs

Les trois articles présentés dans la thèse s'articulent-en suivant l'ordre des objectifs. En effet, **l'article 1** représente l'assise de cette recherche. Il a pour but de caractériser statistiquement les relations entre les séries $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ avec plusieurs séries climatiques disponibles pour la région du Nord québécois **(Objectif 1)**. Il présente également les résultats du **sous-objectif 1** qui consiste à comparer les résultats des séries de $\delta^{18}O$ et de $\delta^{13}C$ sur deux hauteurs différentes d'échantillonnage (à 1 et 4m). **L'article 2**, est centré uniquement sur le **sous-objectif 2**, et montre le suivi temporel des relations isotopes-climat, afin de mettre en évidence d'éventuelles pertes de corrélations entre les séries isotopiques et les séries de températures instrumentales. Enfin, **l'article 3** représente le final de cette thèse, car en plus d'expliquer les procédures méthodologiques utilisées pendant ce projet, il présente la série isotopique, ainsi que la reconstitution climatique millénaire. Ce chapitre a également permis d'établir des liens entre les mécanismes de forçages climatiques et le climat du nord-est québécois.

CHAPITRE 4. Article I - Carbon and oxygen isotopes of lakeshore black spruce trees in northeastern Canada as proxies for climatic reconstruction

Auteurs

Cet article I a été écrit par Maud Naulier, Martine M. Savard, Christian Bégin, Joëlle Marion, Dominique Arseneault et Yves Bégin.

Résumé

Dans la zone boréale du nord-est du Canada, les reconstitutions paléoclimatiques millénaires sont rares et de longs enregistrements du climat par les isotopes sont indisponibles. Cependant, des séries de largeurs de cernes millénaires pourraient être construites dans cette région par inter-datation de tiges subfossiles préservées dans la partie littorale des lacs. En conséquence, il y a un besoin d'évaluer le potentiel d'utilisation des isotopes stables contenus dans les épinettes noires riveraines (Picea mariana [Mill] B.S.P) comme indicateurs pour des reconstitutions climatiques. Nous avons collecté quatre épinettes noires riveraines et examiné les corrélations inter et intra-arbre pour les quatre arbres, à deux différentes hauteurs d'échantillonnage (1 et 4 m), pour leurs rapports isotopiques en carbone ($\delta^{13}C$) et en oxygène ($\delta^{18}O$), comme un test pour une potentielle reconstitution à long terme. Une corrélation significative (coefficient de Pearson) a été trouvée entre les séries isotopiques des deux hauteurs d'échantillonnage (r=0.92 pour la série $\delta^{13}C$ et 0.65 pour la série $\delta^{18}O$), et entre les quatre arbres. Nous avons également évalué la signification climatique de la moyenne des séries isotopiques des quatre arbres. La corrélation la plus forte pour la série $\delta^{13}C$ était avec la moyenne du coefficient de déficit en pression de vapeur (VPD; r=0.50), et la série $\delta^{18}O$ avec l'indice climatique de juin à août et les températures maximales de juin à juillet (r=-0.61 et 0.55, respectivement). Cette étude suggère que la série $\delta^{18}O$ des épinettes noires riveraines, et éventuellement leurs parties subfossiles, peuvent être utilisées pour reconstruire de longues séries climatiques dans le nord-est du Canada.

Contribution des auteurs et intervenants

Le terrain a été entrepris par l'équipe du Pr. Dominique Arseneault comprenant Fabio Gennaretti et Julia Autin. La préparation des échantillons, le travail de laboratoire, l'interprétation des résultats et l'écriture de l'article ont été réalisés par Maud Naulier. Le travail de laboratoire a été supervisé par Mme Smirnoff et toutes les étapes de préparation des échantillons ont été encadrées par Joëlle Marion et toutes les étapes mentionnées se sont déroulées sous la supervision du Dre Savard et du Dr. Bégin. Tous les coauteurs ont révisé et commenté l'article. Des corrections mineures proposées par le journal ont été effectuées par Maud Naulier et revues par le Dre Savard et le Dr. Bégin. Le Dr, Yves Bégin est le responsable du projet de recherche ARCHIVES.

Journal

L'article a été accepté et publié par le Journal Chemical Geology.

Référence

Naulier, M., Savard, M.M., Bégin, C., Marion, J., Arseneault, D., Bégin, Y., 2014. Carbon and oxygen isotopes of lakeshore black spruce trees in northeastern Canada as proxies for climatic reconstruction. Chemical Geology, 374: 37-43. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2014.02.031

Carbon and oxygen isotopes of lakeshore black spruce trees in northeastern Canada as proxies for climatic reconstruction

M. Naulier[a], M.M. Savard[b,1], C. Bégin[b], J. Marion[b], D. Arseneault[c], Y. Bégin[a]

[a] Institut national de la recherche scientifique-ETE, 490 rue de la Couronne, QC, G1K9A9, Canada

[b] Geological Survey of Canada, Natural Resources Canada, 490 rue de la Couronne , QC, G1K9A9, Canada

[c] Université de Québec à Rimouski, 300 allée des Ursulines, Rimouski, G5L3A1, Canada

Abstract

In the boreal zone of northeastern Canada, paleoclimatic reconstructions of millennial length are rare and long isotopic climatic records are unavailable. However, millennial tree-ring series could be constructed within the region by cross-dating sub-fossil stems preserved in the littoral part of lakes. Thus, there is a need to evaluate the potential of using stable isotopes of lakeshore black spruce trees (Picea mariana [Mill] B.S.P) as proxies for climatic reconstruction. We collected four living riparian black spruce trees and we investigated the inter- and intra-tree correlations for four trees, at two different sampling heights (1 and 4 m), for their carbon ($\delta^{13}C$) and oxygen ($\delta^{18}O$) isotopes, as a test for potential long-term reconstruction. A significant correlation (Pearson coefficient) for the isotopic series was found for the two sampling heights (r=0.92 for $\delta^{13}C$; 0.65 for $\delta^{18}O$), and between the four trees. We further assessed the climatic significance of the mean of the four trees. The strongest correlation of the $\delta^{13}C$ series was with the mean of June to August vapour pressure deficit (VPD; r=0.50), and the $\delta^{18}O$ values with the June to August climatic index and June to July maximal temperature (r=-0.61 and 0.55, respectively). This study suggests that $\delta^{18}O$ series of riparian black spruce trees, and eventually their sub-fossil counterparts, can be used as proxies for reconstructing long climatic series in northeastern Canada.

Keywords: Stable isotopes; Dendroclimatology; Black spruce; Oxygen; Carbon; Riparian trees; Boreal forest

[1] E-mail address of corresponding author (M.M. Savard) : msavard@nrcan.qc.ca

4.1 Introduction

Natural archives are useful for reconstructing past climatic conditions and to compensate for the lack of direct long-term meteorological measurements. Trees present several advantages in this regard as they offer the possibility of absolute dating at annual or sub-annual resolution, and their ring width, latewood maximum density or stable isotopes can largely be modulated by climatic variations. Although the dendroisotopic approach requires a considerable analytical effort for each tree, tree-ring isotope series present the advantage that they generally do not need to be detrended, can retain climatic low-frequency variations, and require fewer trees compared to classical dendrological methods (Loader *et al.,* 2013a; Robertson *et al.,* 1997; Young *et al.,* 2010).

Where tree growth is controlled by either a single or combined environmental parameters, oxygen ($\delta^{18}O$) and carbon ($\delta^{13}C$) ratios contained in tree rings can be used as records of past climatic variability (Craig, 1954; Gray and Thompson, 1977). The relationship between isotopes and climatic parameters is most easily understood for trees growing in limiting conditions, such as altitudinal/latitudinal treelines where temperature influences tree growth, or at under water-stressed conditions (McCarroll and Loader, 2004). Centennial or millennial climatic reconstructions require long-lived trees (Bale *et al.,* 2011). Such trees are not widely distributed and, unfortunately, are not found in the boreal forest of northeastern Canada. An alternative method to obtain extended chronologies consists of using historical wood (Haupt *et al.,* 2011), or subfossil trees preserved in peats (Csank *et al.,* 2011) or lakes (Boettger *et al.,* 2003; Gagen *et al.,* 2012; Mayr *et al.,* 2003; Savard *et al.,* 2012), and cross-dating stems to build continuous timeseries (Arseneault *et al.,* 2013). The advantage of subfossil stems extracted from lakes is that they are easily collected compared to those buried in peats, and the original stand where they have grown is known, a piece of information which is generally not available for historical woods used in man-made constructions.

Tree-ring $\delta^{13}C$ ratios are commonly used for long climatic reconstruction but only a few studies have documented long $\delta^{18}O$ series (Edwards *et al.,* 2008; Richter *et al.,* 2008; Treydte *et al.,* 2006; Wang *et al.,* 2013). In addition, trying to extract climatic information from subfossil stems presents several potential problems. The use of subfossil material can introduce an isotopic bias due to wood degradation, and diagenesis can affect the original isotopic signal (Van Bergen and Poole, 2002; Yapp, 2001). When there is visual textural degradation, $\delta^{18}O$ values may be first altered, but not necessarily $\delta^{13}C$ ratios even for wood several centuries old (Savard *et al.,* 2012). However, it has been recently demonstrated that a textural screening of samples allows for pre-selection of sub-fossil

stems with preserved isotopic integrity (Savard *et al.,* 2012). This observation implies that a textural pre-screening of sub-fossil samples from boreal lakes is required prior to isotopic analysis. Other crucial aspects should also be considered prior to conducting a long isotopic reconstruction study. Indeed, the subfossil stems may come from various heights along lakeshore trees; possibly creating isotopic artefacts on long chronologies. To assess this, we need to know if there is a vertical isotopic variability along the stem of lakeshore living trees. A study has shown that $\delta^{13}C$ ratios of living Pinus sylvestris were significantly correlated with the ratios of subfossil stems from lakes in northern Finnish Lapland (Gagen *et al.,* 2012). A few studies have determined the vertical variability for $\delta^{13}C$ ratios to be ~0.5-1‰ over 3 m in pine trees (Pinus edulis) from New Mexico (Leavitt and Long, 1986), ~1‰ over 28 m in beech trees (Fagus sylvatica) from Germany (Schleser, 1992), ~1‰ over 12 m in pine trees (Pinus pinaster) from France and Morocco (Nguyen-Queyrens *et al.,* 1998), and an increase of 1.5‰ over 12 m in spruce trees (Picea mariana) from Canada (Marion *et al.,* 2001). No study, however, has assessed if the $\delta^{13}C$ or $\delta^{18}O$ series of different stem heights are corresponding, or if they show similar sensitivities to climatic variations.

Considering these issues, and the lack of long climatic reconstruction using isotopes in northeastern Canada, the purpose of this study is to determine if $\delta^{13}C$ and/or $\delta^{18}O$ series from different heights in lakeshore black spruce trees of the boreal forest are suitable proxies for reconstructing climate in this region. Our main objectives are to: (1) assess if the $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ ratios for two different stem heights are coherent and respond significantly to climatic variations; and (2) statistically evaluate which of $\delta^{13}C$ or $\delta^{18}O$ values represent the best climatic indicator for riparian black spruce trees from boreal lakeshores and find the climatic parameter that can be used for reconstruction.

4.2 Material and methods

4.2.1 Study area

The study site (Figure 17) is located at the centre of the Québec-Labrador peninsula in northeastern Canada. In this area, the forest is mainly dominated by black spruce trees (Picea mariana [Mill] B.S.P), commonly as pure open lichen woodlands on well-drained sites and spruce-moss woodlands in depressions. Balsam fir (Abies balsamea (L.) Mill.) and tamarack (Larix laricina (Du Roi) Koch) also grow in this region. The regional forest has a natural fire rotation period estimated at about 250 to 500 years (Boulanger *et al.,* 2012).

The climate is continental and subarctic with short, mild summers and long, cold winters. According to Environment Canada data, mean monthly temperature from 1981 to 2010 vary from -22.9°C in January to 13.3°C in July. Total annual precipitation averages 825 mm with up to 46% falling in summer (June to September). The mean duration of the frost-free period is 75 days from late June to mid September. The lakes are generally frozen from mid-October to early June, and the growth of trees is roughly extending from middle or late June to the end of August or early September.

4.2.2 Lake and living trees selection

The selected lake L20 (54°56’31’’ N; 71°24’10’’ W; Figure 17) is part of the large network of lakes sampled by our group (Arseneault *et al.,* 2013). Criteria have been developed to identify lakes with best potential for millennial-long climatic reconstruction (well-preserved sub-fossil trees) and presenting large amounts of subfossil samples. Such lakes have an abrupt lake/forest transition, a riparian forest that is undisturbed over several centuries (as indicated by presence of the fire-sensitive balsam fir), accumulated tree remains in the lower littoral zone away from ice erosion and waves, and stems covered with fine sediment once fallen into water (Arseneault *et al.,* 2013). Lake L20 selected for the present study has an altitude of 483 m and covers an area of 35.1 ha. This lake is bordered by open spruce-moss with lichen woodlands, well-drained podzolic soil and an important and homogeneous slope.

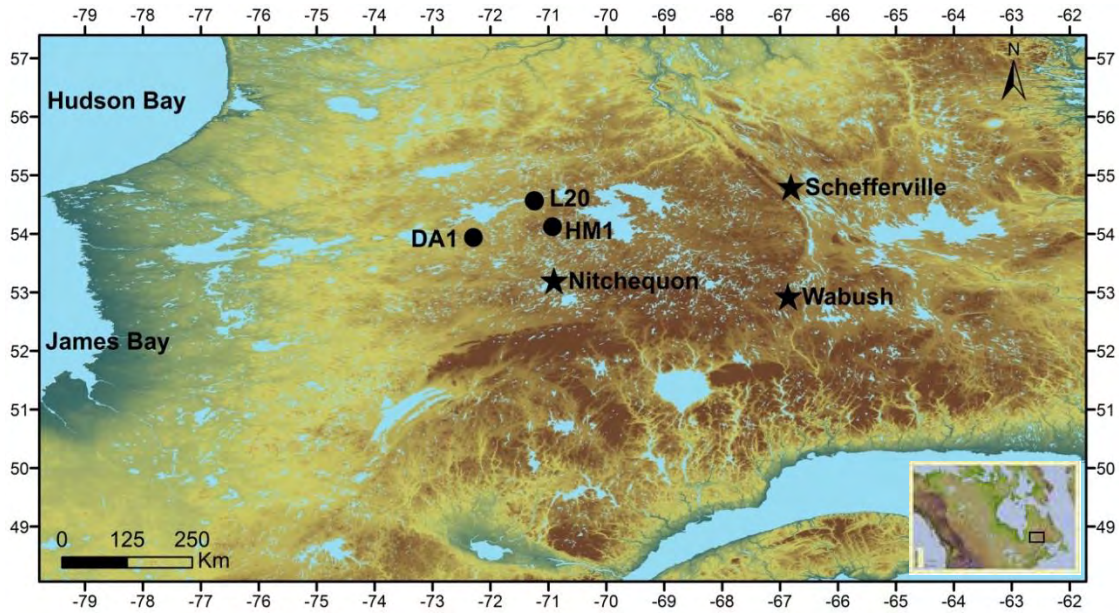


Figure 17. Location of the study area in the northeastern Québec. Selected meteorological stations are represented with black stars and the lake L20 with a black circle. DA1 and HM1 are the other sites of the project.

Four living black spruce trees were selected for isotopic analyses. They are considered as specimens typical of those falling into the lake, which could become subfossil material. They have grown under the same hydrological and ecological conditions at a distance from the lake varying between 1 and 2 meters, and on a slope of the same orientation (60-80°NE). All trees were systematically sampled at the stem heights of 1 and 4 metres. For each sampling height in each, the length of the ring series varies according to the age of tree and the sampling height. Their series lengths varied between 124 and 104 rings for the 1 m level, and between 95 and 87, for the 4 m level. All series are included in the 1880-2010 time period.

4.2.3 Laboratory treatment and isotopic analyses

Stem samples of the four trees were cut along four perpendicular radii, and throughout the complete procedure the samples from 1 and 4 metres were treated separately. Rings were mechanically separated at a one- (1940-2010) and two-year resolution (<1940) using razor blades. Corresponding tree rings from the different radii were combined into a single sample and α-cellulose was extracted

according to a proven protocol (Green, 1963; Loader *et al.,* 1997; Rinne *et al.,* 2005) modified for small samples at Delta-lab laboratory of the Geological Survey of Canada by using small sachets and fewer chemical material. The final α-cellulose sub-samples were dried at 55°C for 12 hours. As a result, 813 subsamples of α-cellulose were obtained.

Subsamples were analyzed for $\delta^{18}O$ values using a pyrolysis-CF-isotope ratio mass spectrometer (IRMS; Delta plus XL) with a precision of 0.2‰ (n= 252), and for $\delta^{13}C$ using a Carlo-Erba combustion elemental analyser on-line with an IRMS (Prism-III), giving a precision of 0.2‰ (n= 89). Four standards (international and internal) were used to calibrate $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ analyses, and the measured values were referenced against the Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) value and the Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW) value, respectively.

Several studies demonstrate that $\delta^{13}C$ tree-ring records generally show a downward trend of 1-2‰ starting around 1800-1850 AD resulting from a $\delta^{13}C$ depletion in atmospheric CO_2 caused by fossil fuel emissions (McCarroll *et al.,* 2009; Treydte *et al.,* 2009). Thus, all $\delta^{13}C$ values reported here are mathematically corrected for industrial changes of $\delta^{13}C$ values in atmospheric CO_2 (Suess effect) (McCarroll and Loader, 2004). A supplementary correction called “PIN-correction” is necessary in order to take account changes in plant response as a consequence of increasing atmospheric CO_2 concentrations. We have chosen to show $\delta^{13}C$ values with no correction, correction for Suess effect, and PIN correction proposed by McCarroll *et al.,* 2009.The values were normalized for the four trees to remove metabolic discrepancies.

4.2.4 Climate variables and statistic treatments

For statistical treatment, the isotopic series of the four trees were averaged for each sampling height to compare the inter-tree isotopic series, and on the two sampling heights to evaluate the strength of the relationships between climatic parameters and isotopic series. The results are presented for the common period between the two sampling heights (1890-2010). The correspondence of the dendroisotopic series is calculated using the expressed population signal (EPS as in Wigley *et al.,* 1984).

The meteorological data from three stations located near the study lake were used: Nitchequon (1943-1985), Wabush Lake (1961-2005) and Schefferville (1949-2005). Data from the stations were normalized on the overlap period (1961-1985) before they were averaged to produce a regional

climate time series. Correlations were calculated between normalized isotopic ratios and several normalized climatic parameters: maximal (Tmax), minimal (Tmin), and mean (Tmean) temperature, precipitation, relative humidity and inflows to the Caniapiscau reservoir for the 1949-2005 periods.

In previous studies, several climatic index were developed to characterize dry periods, including soil water deficit index (SWDI as in Lévesque *et al.,* 2013), self-calibrated Palmer drought severity index (sc-PDSI as in Wells *et al.,* 2004), or the standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI as in Vicente-Serrano *et al.,* 2010). Considering that more than one climatic parameter can play a role in inducing isotopic responses in lakeshore trees, we used the sc-PDSI, the vapour pressure deficit which is the difference between the amount of moisture in the air and how much moisture can hold when it is satured (VPD, Ferrio and Voltas, 2005), and we developed a simple "climatic index" specific to our region. Another climatic index was used previously along with a dendrochronological series, but for normalized (rather than standardized) ring width values in Alaskan trees (Barber *et al.,* 2000).

Our index is normalized with a z-score taking into account the standardized July to August precipitation minus standardized June to August maximal temperature (coming from our regional climate time series), as these are the most important months and climatic conditions for the studied series (Eq.1).

$$C.I. = \sum (Precipitation_{jja}/\sigma) - \mu(Tmax_{jj}/\sigma) \qquad \text{(Eq.1)}$$

Hence, the climatic index characterizes different climatic regimes for the summer: if the climatic index is positive, the summer is wetter and/or colder than average, if it is negative; the summer is warmer and/or drier. The normalization with a z-score allows to give the same weight to temperature and precipitation in the calculation of the index.

4.3 Results

4.3.1 Inter-tree comparisons

The carbon isotopic series show significant correlation between the four trees at 1 and 4 m heights (R_{mean}=0.64 and 0.74, respectively with P>0.01; Figure 18A and B). The EPS is strong for the two sampling heights: 0.87 for 1 m and 0.92 for 4 m series. The 4 m level shows more inter-tree variability than the 1 m height (Figure 18).

The oxygen isotopic series also show significant correlation at the 1 and 4 m heights (R_{mean}=0.51 and 0.34, respectively, for P>0.01; Figure 18C and D). The EPS for oxygen isotope values are 0.81 for 1 m and 0.67 for 4 m.

The average $\delta^{13}C$ values are between -25.5‰ and -22.0‰ for both heights. The values are relatively stable between 1890 and 1925 (~ -24.5‰; Figure 19A), and increase by ~1.5‰ from 1926 to 1985. After the $\delta^{13}C$ series fluctuates. The two sampling heights show the same long-term trend and a good high-frequency correspondence, with an EPS obtained for the two heights and four trees of 0.94 (SE=0.22).

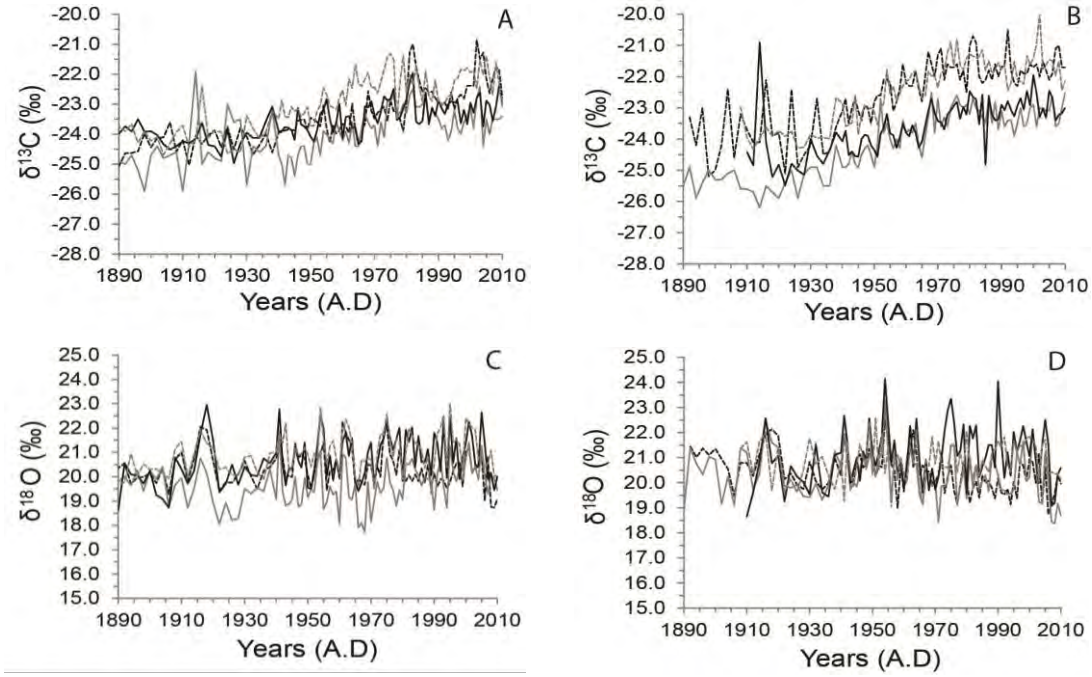


Figure 18. Comparison between the four individual black spruce trees (dotted black, grey, black, and dotted grey lines) on two heights for $\delta^{13}C$ series with PIN correction (A: 1 m, B: 4 m) and $\delta^{18}O$ series (C: 1 m, D: 4 m).

The $\delta^{18}O$ series of the two sampling heights show long-term stability, and several variations in the shorter term, during the twentieth century. Relevant variations in the $\delta^{18}O$ series include increases and decreases between 1923 and 1990 (with maximum of 22.6‰ and minimum of 19.2‰; Figure 19B). After an increase between 1990 and 2005, the last five years (2006-2010) show an abrupt decline of $\delta^{18}O$ values. Notably, only the first fifteen years (1890-1905) at the two heights show a relative $\delta^{18}O$ difference of 1‰. The complete range of $\delta^{18}O$ values for the two heights and four trees is within +19.2 and +22.6‰, with an EPS of 0.85 (SE=0.35).

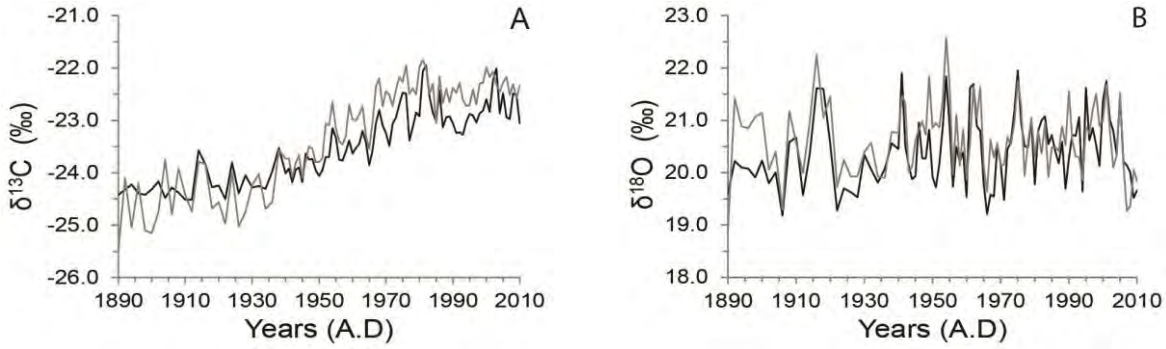


Figure 19. Comparison of $\delta^{13}C$ series with PIN correction (A) and $\delta^{18}O$ series (B) averaged out from four individual results black spruce trees, for two different sampling heights: 1 m (black line) and 4 m (grey line) (r=0.92 for $\delta^{13}C$ and 0.65 $\delta^{18}O$, P>0.01, n-1=111).

4.3.2 Statistical analysis between isotopic ratios and climatic parameters

The Pearson correlation was calculated for the isotopic values averaged for the two sampling heights against and the various normalized monthly meteorological parameters from 1949 to 2005. Correlations between the isotopic values for the 1 m and 4 m sampling heights with climatic parameters were similar (not shown), but the combined series gave the strongest correlations. These combined correlations were specifically tested against the climate variables established for the regional series (section 2.4) for the period of June of the previous year (t-1) to September (t) of the year of tree-ring formation from 1949 to 2005. The combination of several months for the growth period (summer) provides the best correlations (Tableau 5).

We also show $\delta^{13}C$ corrections (Figure 20) with correlations between climatic parameters and $\delta^{13}C$ series with PIN correction and without (Tableau 5). The $\delta^{13}C$ series with PIN correction give the best correlations with climatic parameters even though it does not change significantly the trend of $\delta^{13}C$ series in the last decades.

Tableau 5. Pearson correlations between δ^{13}Ccor (Suess effect corrected), $\delta^{13}C_{PIN}$ (PIN corrected) and δ^{18}O values (mean of series from two heights) and climatic parameters for the instrumented period (1949-2005). The significant correlations are in bold (99% confidence level).

Climatic parameters	Months	$\delta^{13}C_{cor}$	$\delta^{13}C_{PIN}$	$\delta^{18}O$
Tmax	June-August	0.29	**0.39**	**0.54**
	June-July	0.26	0.29	**0.55**
Tmean	July-August	**0.32**	**0.39**	**0.46**
Precipitation	July-August	-0.03	0.12	**-0.41**
VPD	June-July	**0.38**	**0.40**	**0.45**
	June-August	**0.46****	**0.50****	**0.44**
Climatic index	June-August	-0.19	-0.21	**-0.61****
Sc_PDSI	July-September	0.04	0.01	**-0.37**

** best correlations

The best climate versus δ^{13}C correlations are positive and are for June to August VPD of the year of tree-ring formation (r=0.50). Maximal and mean temperature of summer months (July to August for mean and June to August for maximal temperature) are also significant (r=0.39). There is no correlation between δ^{13}C series and precipitation for the summer months.

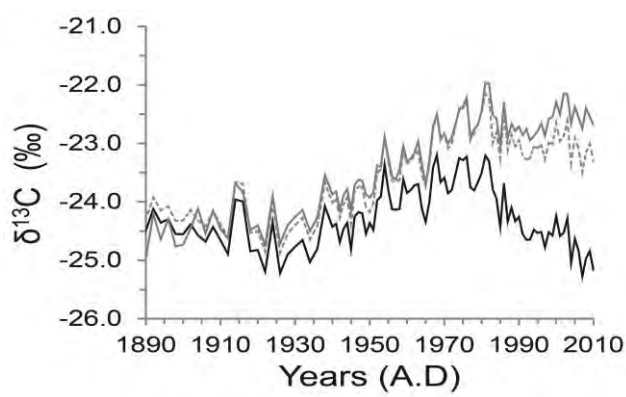


Figure 20. Correction for changes in atmospheric CO_2. A comparison between the raw (black), suess corrected (dashed grey), PIN corrected (grey). The PIN adjustment for climate reconstruction was applied to the individual series which were subsequently combined.

The average δ^{18}O values correlate with annual climatic parameters for the years of the tree-ring formation. Negative correlations are obtained with the total of July to August precipitation (r=-0.41), the mean of June to August climatic index (r=-0.61) and with the June to July VPD (r=0.45). There is also a positive correlation with the mean of maximal June to July temperature (r=0.55). These correlations show that the local summer climate is the dominant control on the assimilation rate of

oxygen and carbon isotopes in black spruce trees. The $\delta^{18}O$ series shows the strongest correlation with the summer climatic index, whereas the $\delta^{13}C$ values present the strongest correlation with the VPD. Overall, the $\delta^{18}O$ series shows a wider sensitivity to climate, as expressed by its numerous and higher, significant correlations with several climatic parameters at the investigated site.

4.4 Discussion

4.4.1 Inter-tree isotopic variations

The strong correlations obtained for the $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ series between the two different heights in the four living lakeshore trees indicate that the isotopic trends are expected to be coherent among pieces of fallen stems from different heights. Thus, we may infer that sampling sub-fossil remnants of black spruce trees from boreal lakes will generate reliable long series for climatic reconstruction, provided that the metabolic effects are removed by normalizing each series.

In this study, four trees permitted an average series that was representative of the selected site (EPS ≥0.85). These results support the fact that the $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ series from only a few black spruce trees may be used to reconstruct climate of annual to multi-decadal frequencies.

4.4.2 Responses of $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ series to climate

Depending on the location of the study site and the selected tree species, one or more climatic parameters (i.e temperature, solar radiation, relative humidity, precipitation) can indirectly influence the isotopic variations. Despite different sources and fractionation processes driving $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values, both correlate to summer climatic conditions. However, they did not response in the same way to climatic parameters.

The major controls on $\delta^{18}O$ ratios are the isotopic signature of source water (itself linked to the isotopic ratio of rain water), the evaporative enrichment in the leaf due to transpiration, and exchange with xylem water during cellulose synthesis (Anderson *et al.,* 2002; Barbour *et al.,* 2004; Barbour,

2007).The $\delta^{18}O$ values correlate significantly with the mean June-July maximal temperature, total July-August precipitation and the mean June-August climatic index. These results show that for the study site, $\delta^{18}O$ values depend of the climatic factors that influence stomatal opening like temperatures and moisture (McCarroll and Loader, 2004). The strong correlation with climatic index shows that $\delta^{18}O$ series are sensitive to changes of boreal climatic ambiances and indicates that low $\delta^{18}O$ values corresponds to cold and wet conditions. The weaker correlation with sc-PDSI shows that the climatic index is more appropriate for describe boreal climatic regimes. However, the negative correlation with sc-PDSI proves also that $\delta^{18}O$ values are sensitive to changes in drought conditions. Finally, the positive correlation with the daily VPD (r=0.45) also confirms the influence of temperature and humidity on evapotranspiration, and thus, on the ^{18}O discrimination (Ferrio and Voltas, 2005).

Tree-ring $\delta^{13}C$ values depend on the diffusion of CO_2 from ambient air through the stomata and on the mechanisms operating during photosynthetic CO_2 fixation, both leading to an isotopic discrimination linked to the internal (ci) and external (ca) CO_2 pressure (Farquhar *et al.,* 1982). Increasing $\delta^{13}C$ ratios commonly observed in the early rings of juvenile trees can be caused by recycling respired CO_2 from air or changes in hydraulic conductivity as trees gain height (Gagen *et al.,* 2007). We assume that this effect was removed from the $\delta^{13}C$ series by discarding the pre-1890 rings (i.e. by restricting the statistical analysis to the period common to the two heights).

The average $\delta^{13}C$ series correlates positively with the mean June-August maximal temperature and VPD which is in agreement with our understanding of the mechanisms controlling carbon fractionation (Haupt *et al.,* 2011; Loader *et al.,* 2013; McCarroll and Pawellek, 2001; Robertson *et al.,* 1997; Young *et al.,* 2010). With a higher summer VPD, the observed increase $\delta^{13}C$ ratios between 1940 and 1980 likely reflect a decrease of ci, i.e. lower stomatal conductance or an increase of the photosynthetic rate and thus, lead to an increase of the $\delta^{13}C$ ratio (Scheidegger *et al.,* 2000). The combination of temperature and moisture (VPD) seems to partly control the $\delta^{13}C$ ratios in black spruce trees from this region (r=0.50). It is impossible to evaluate if other factors such as solar radiation influence the $\delta^{13}C$ values as this type of data is not available for the investigated region. However, the weaker correlation between $\delta^{13}C$ values and precipitation shows that $\delta^{13}C$ values are not sensitive to changes in precipitation which could be explained by the site location. Indeed, summer precipitations in boreal zone are abundant and consequently, the absorption of soil water by black spruce trees is not limited. These conclusions have already been found in other studies, i.e. Porter *et al.,* 2009, Saurer *et al.,* 2004. All results confirm that $\delta^{13}C$ values are mostly controlled by temperature rather than by precipitation in north eastern Canada. In addition, the correlation between VPD and $\delta^{13}C$ values is much weaker than that obtained for the climatic index with $\delta^{18}O$ ratios. Note that the summer VPD and climatic index are parameters that both integrate maximum temperature

and moisture (related to precipitation). This finding is in agreement with several studies which have found that $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ ratios are statistically linked to temperature and/or air moisture (Daux *et al.,* 2011; Loader *et al.,* 2008; Porter *et al.,* 2009; Treydte *et al.,* 2007). Consequently, any climatic reconstruction using lakeshore trees in the studied area should be realized with the $\delta^{18}O$ series.

4.4.3 Implication for future climatic reconstruction

The northeastern Canadian boreal forest contains an enormous number of lakes. Some of these lakes are ideal for sub-fossil stem studies, providing series covering 1500 years or more (Arseneault *et al.,* 2013), and well-preserved sub-fossil stems can retain their isotopic integrity (Savard *et al.,* 2012). In this study of riparian black spruce trees, we have further developed the approach by indicating that lake material from various stem heights harbour similar trends in response to climatic variations. Significant correlations between $\delta^{18}O$ series and climatic index may allow depicting changes of climatic “ambiances” or reconstructing maximal temperature in millennial series. This last approach could allow extending the climatic record for northeastern Canada, and comparing summer temperature with other millennial such records as for other circum-Atlantic regions.

4.5 Conclusions

The results of the present study demonstrate that:

1- series from different heights along stems of riparian trees provide similar isotopic trends, inferring that using different stems of riparian black spruce trees and subfossil stem segments will not introduce artefacts in $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ series, and thus permit their use for climatic reconstruction;

2- average $\delta^{13}C$ ratios show good correlation with June to August VPD; but average $\delta^{18}O$ series presents stronger correlations with several climatic parameters, the strongest with the summer climatic index and Tmax;

3- combined $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ series of lake sub-fossil segments also shows strong correlations with summer VDP and Tmax; and

4- although the best correlation is obtained for $\delta^{18}O$ series and the summer climate index, a practical approach dictates reconstructing summer Tmax as it would permit comparing our reconstruction with these of other regions.

Acknowledgements

The authors would like to thank Anna Smirnoff for her technical support during sample treatment and analyses at the Delta-Lab of the Geological Survey of Canada. We are grateful to Fabio Gennaretti and Julia Autin for constructive discussions and for sampling trees, and Antoine Nicault, for his stimulating discussions and support. We also would like to thank Stephen Wolfe who made constructive comments in pre-submission review of this article. This research was supported financially by the ARCHIVES project of INRS-ETE, the Environmental Geoscience Program of the Geological Survey of Canada, and the NSERC-OURANOS Collaborative Research and Development grant. ESS contribution number: 20130264.

References

Anderson, W.T., Bernasconi, S.M., McKenzie, J.A., Saurer, M., Schweingruber, F., 2002. Model evaluation for reconstructing the oxygen isotopic composition in precipitation from tree ring cellulose over the last century. Chemical Geology, 182(2-4): 121-137.

Arseneault, D., Dy, B., Gennaretti, F., Autin, J., Bégin, Y., 2013. Developing millennial tree ring chronologies in the fire-prone North American boreal forest. Journal of Quaternary Science, 28(3): 283-292.

Bale, R.J., Robertson, I., Salzer, M.W., Loader, N.J., Leavitt, S.W., Gagen, M., Harlan, T.P., McCarroll, D., 2011. An annually resolved bristlecone pine carbon isotope chronology for the last millennium. Quaternary Research, 76(1): 22-29.

Barber, V.A., Juday, G.P., Finney, B.P., 2000. Reduced growth of Alaskan white spruce in the twentieth century from temperature-induced drought stress. Nature, 405(6787): 668-673.

Barbour, M., Roden, J., Farquhar, G., Ehleringer, J., 2004. Expressing leaf water and cellulose oxygen isotope ratios as enrichment above source water reveals evidence of a Péclet effect. Oecologia, 138(3): 426-435.

Barbour, M.M., 2007. Stable oxygen isotope composition of plant tissue: a review. Functional Plant Biology, 34(2): 83-94.

Boettger, T., Friedrich, M., Hiller, A., Kremenetski, K., 2003. Mid-Holocene warming in the northwest Kola Peninsula, Russia: northern pine-limit movement and stable isotope evidence. Holocene, 13(3): 403-410.

Boulanger, Y., Gauthier, S., Burton, P.J., Vaillancourt, M.-A., 2012. An alternative fire regime zonation for Canada. International Journal of Wildland Fire, 21(8): 1052-1064.

Craig, H., 1954. Carbon-13 variations in Sequoiarings and the atmosphere Science 119: 141-144.

Csank, A.Z., Patterson, W.P., Eglington, B.M., Rybczynski, N., Basinger, J.F., 2011. Climate variability in the Early Pliocene Arctic: Annually resolved evidence from stable isotope values of sub-fossil wood, Ellesmere Island, Canada. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 308(3-4): 339-349.

Daux, V., Edouard, J.-L., Masson-Delmotte, V., Stievenard, M., Hoffmann, G., Pierre, M., Mestre, O., Danis, P., Guibal, F., 2011. Can climate variations be inferred from tree-ring parameters and stable isotopes from Larix decidua? Juvenile effects, budmoth outbreaks, and divergence issue. Earth and Planetary Science Letters, 309(3): 221-233.

Edwards, T.W., Birks, S.J., Luckman, B.H., MacDonald, G.M., 2008. Climatic and hydrologic variability during the past millennium in the eastern Rocky Mountains and northern Great Plains of western Canada. Quaternary Research, 70(2): 188-197.

Farquhar, G.D., O'Leary, M.G., Berry, J.A., 1982. On the Relationship Between Carbon Isotope Discrimination and the Intercellular Carbon Dioxide Concentration in Leaves. Functional Plant Biology, 9(2): 121-137.

Ferrio, J.P., Voltas, J., 2005. Carbon and oxygen isotope ratios in wood constituents of Pinus halepensis as indicators of precipitation, temperature and vapour pressure deficit. Tellus B, 57(2): 164-173.

Gagen, M., McCaroll, D., Loader, N.J., Robertson, L., Jalkanen, R., Anchukaitis, K.J., 2007. Exorcising the 'segment length curse': Summer temperature reconstruction since AD 1640 using non-detrended stable carbon isotope ratios from pine trees in northern Finland. Holocene, 17(4): 435-446.

Gagen, M., McCarroll, D., Jalkanen, R., Loader, N.J., Robertson, I., Young, G.H.F., 2012. A rapid method for the production of robust millennial length stable isotope tree ring series for climate reconstruction. Global and Planetary Change, 82–83(0): 96-103.
Green, J.W., 1963. Wood cellulose. Methods in Carbohydrate Chemistry III: 9-21.
Haupt, M., Weigl, M., Grabner, M., Boettger, T., 2011. A 400-year reconstruction of July relative air humidity for the Vienna region (eastern Austria) based on carbon and oxygen stable isotope ratios in tree-ring latewood cellulose of oaks (Quercus petraea Matt. Liebl.). Climatic Change, 105(1-2): 243-262.
Leavitt, S.W., Long, A., 1986. Stable carbon isotope variability in tree foliage and wood. Ecology, 67(4): 1002-1010.
Lévesque, M., Saurer, M., Siegwolf, R., Eilmann, B., Brang, P., Bugmann, H., Rigling, A., 2013. Drought response of five conifer species under contrasting water availability suggests high vulnerability of Norway spruce and European larch. Global Change Biology, 19(10): 3184-3199.
Loader, N.J., Robertson, I., Barker, A.C., Switsur, V.R., Waterhouse, J.S., 1997. An improved technique for the batch processing of small wholewood samples to [alpha]-cellulose. Chemical Geology, 136(3-4): 313-317.
Loader, N.J., Santillo, P.M., Woodman-Ralph, J.P., Rolfe, J.E., Hall, M.A., Gagen, M., Robertson, I., Wilson, R., Froyd, C.A., McCarroll, D., 2008. Multiple stable isotopes from oak trees in southwestern Scotland and the potential for stable isotope dendroclimatology in maritime climatic regions. Chemical Geology, 252(1-2): 62-71.
Loader, N.J., Young, G.H.F., Grudd, H., McCarroll, D., 2013a. Stable carbon isotopes from Torneträsk, northern Sweden provide a millennial length reconstruction of summer sunshine and its relationship to Arctic circulation. Quaternary Science Reviews, 62(0): 97-113.
Loader NJ, Young GHF, McCarroll D, *et al.* 2013b. Quantifying uncertainty in isotope dendroclimatology. Holocene 23: 1221-1226.
Marion, J., Savard, M.M., Bégin, C., Parent, M., 2001. Assimilation du carbone, des nutriments et des métaux lourds par l'épinette noire (Picea mariana (Mill). BSP) à proximité de la fonderie Horne, Rouyn-Noranda, Québec. Commission géologique du Canada (Recherche en cours 2001-C22).
Mayr, C., Frenzel, B., Friedrich, M., Spurk, M., Stichler, W., Trimborn, P., 2003. Stable carbon- and hydrogen-isotope ratios of subfossil oaks in southern Germany: methodology and application to a composite record for the Holocene. Holocene, 13(3): 393-402.
McCarroll, D., Gagen, M.H., Loader, N.J., Robertson, I., Anchukaitis, K.J., Los, S.Y., G. H. F., Jalkanen, R., Kirchhefer, A., Waterhouse, J.S., 2009. Correction of tree ring stable carbon isotope chronologies for changes in the carbon dioxide content of the atmosphere. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73(6): 1539-1547.
McCarroll, D., Loader, N.J., 2004. Stable isotopes in tree rings. Quaternary Science Reviews, 23(7-8): 771-801.
McCarroll, D., Pawellek, F., 2001. Stable carbon isotope ratios of Pinus sylvestris from northern Finland and the potential for extracting a climate signal from long Fennoscandian chronologies Holocene, 11(5): 517-526.
Nguyen-Queyrens, A., Ferhi, A., Loustau, D., Guehl, J.M., 1998. Within-ring D13C spatial variability and interannual variations in wood cellulose of two contrasting provenances of Pinus pinaster. NRC Canada, 28: 766-773.

Porter, T., Pisaric, M.F.J., Kokelj, S., W.D., E.T., 2009. Climatic signals in D13C and D18O of the Tree-rings from White Spruce in the Mackensie Delta Region, Northern Canada. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 41(4): 497-505.
Richter, S.L., Johnson, A.H., Dranoff, M.M., LePage, B.A., Williams, C.J., 2008. Oxygen isotope ratios in fossil wood cellulose: Isotopic composition of Eocene- to Holocene-aged cellulose. Geochimica et Cosmochimica Acta, 72(12): 2744-2753.
Rinne, K.T., Boettger, T., Loader, N.J., Robertson, I., Switsur, V.R., Waterhouse, J.S., 2005. On the purification of [alpha]-cellulose from resinous wood for stable isotope (H, C and O) analysis. Chemical Geology, 222(1-2): 75-82.
Robertson, I., Switsur, V.R., Carter, A.H.C., Barker, A.C., Waterhouse, J.S., Briffa, K.R., Jones, P.D., 1997. Signal strength and climate relationships in 13C/12C ratios of tree ring cellulose from oak in east England. J. Geophys. Res., 102(D16): 19507-19516.
Saurer, M., Siegwolf, R.T.W., Fritz, H.S., 2004. Carbon isotope discrimination indicates 707 improving water-use efficiency of trees in northern Eurasia over the last 100 years. Global change Biology, 10, 2209-2120.
Savard, M.M., Bégin, C., Marion, J., Arseneault, D., Bégin, Y., 2012. Evaluating the integrity of C and O isotopes in sub-fossil wood from boreal lakes. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 348–349(0): 21-31.
Scheidegger, Y., Saurer, M., Bahn, M., Siegwolf, R., 2000. Linking stable oxygen and carbon isotopes with stomatal conductance and photosynthetic capacity: a conceptual model. Oecologia, 125(3): 350-357.
Schleser, G.H., 1992. D13C pattern in a forest tree as an indicator of carbon transfer in trees. Ecology, 73(5): 1922-1925.
Treydte, K., Frank, D., Esper, J., Andreu, L., Bednarz, Z., Berninger, F., Boettger, T., D'Alessandro, C.M., Etien, N., Filot, M., Grabner, M., Guillemin, M.T., Gutierrez, E., Haupt, M., Helle, G., Hilasvuori, E., Jungner, H., Kalela-Brundin, M., Krapiec, M., Leuenberger, M., Loader, N.J., Masson-Delmotte, V., Pazdur, A., Pawelczyk, S., Pierre, M., Planells, O., Pukiene, R., Reynolds-Henne, C.E., Rinne, K.T., Saracino, A., Saurer, M., Sonninen, E., Stievenard, M., Switsur, V.R., Szczepanek, M., Szychowska-Krapiec, E., Todaro, L., Waterhouse, J.S., Weigl, M., Schleser, G.H., 2007. Signal strength and climate calibration of a European tree-ring isotope network. Geophysical Research Letters, 34(24).
Treydte, K.S., Frank, D., Saurer, M., Helle, G., Schleser, G.H., Esper, J., 2009. Impact of climate and CO2 on a millennium-long tree-ring carbon isotope record. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73(16): 4635-4647.
Treydte, K.S., Schleser, G.H., Helle, G., Frank, D.C., Winiger, M., Haug, G.H., Esper, J., 2006. The twentieth century was the wettest period in northern Pakistan over the past millennium. nature, 440(7088): 1179-1182.
Van Bergen, P.F., Poole, I., 2002. Stable carbon isotopes of wood: a clue to palaeoclimate? Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 182(1): 31-45.
Vicente-Serrano, S.M., Beguería, S., López-Moreno, J.I., 2010. A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index. Journal of climate, 23(7): 1696-1718.
Wang, W., Liu, X., Xu, G., Shao, X., Qin, D., Sun, W., An, W., Zeng, X., 2013. Moisture variations over the past millennium characterized by Qaidam Basin tree-ring δ 18O. Chinese Science Bulletin: 1-6.

Wells, N., Goddard, S., Hayes, M.J., 2004. A self-calibrating Palmer drought severity index. Journal of climate, 17(12): 2335-2351.
Wigley, T., Briffa, K., Jones, P., 1984. On the average value of correlated time series, with applications in dendroclimatology and hydrometeorology. Journal of Climate and Applied Meteorology, 23(2): 201-213.
Yapp, C., 2001. Rusty relics of Earth history: Iron (III) oxides, isotopes, and surficial environments. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 29(1): 165-199.
Young, G.H.F., Demmler, J.C., Gunnarson, B.E., Kirchhefer, A.J., Loader, N.J., McCarroll, D., 2011. Age trends in tree ring growth and isotopic archives: A case study of Pinus sylvestris L. from northwestern Norway. Global Biogeochemical Cycles, 25(2).
Young, G.H.F., McCarroll, D., Loader, N.J., Kirchhefer, A.J., 2010. A 500-year record of summer near-ground solar radiation from tree-ring stable carbon isotopes. Holocene, 20(3): 315-324.

CHAPITRE 5. Article II - Temporal instability of isotopes-climate statistical relationships - A study of black spruce trees in northeastern Canada

Auteurs

Cet article a été écrit par Maud Naulier, Martine M. Savard, Christian Bégin, Joëlle Marion, Antoine Nicault et Yves Bégin.

Résumé

Les reconstitutions climatiques qui utilisent les isotopes stables (valeurs $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$) contenus dans les cernes d'arbres sont basées sur les relations entre les séries isotopiques et des séries climatiques instrumentales. Cette approche largement utilisée s'appuie sur l'hypothèse selon laquelle les corrélations entre les isotopes stables et les conditions climatiques sont stables à travers le temps. Dans cet article, nous évaluons la force des corrélations entre les séries $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ avec plusieurs paramètres climatiques sur 14 épinettes noires venant de trois sites différents, dans le nord-est du Canada. Nous avons appliqués une fenêtre mobile centrée de 21 ans sur les coefficients de corrélation de Pearson calculés entre les séries d'isotopes stables et les précipitations de mai à Mars, juin à août ainsi qu'avec les températures maximales de juin à août et d'avril à juin. Nos résultats indiquent qu'en dépit de la distance et des différentes conditions de peuplements entre les sites, les trois répondent de la même manière à travers le temps. Nous montrons que les relations isotopes-climat ont changé à travers le temps et que les corrélations ont varié avec le type de séries isotopiques et les paramètres climatiques utilisés. Nous suggérons également que le changement d'ambiance climatique durant la période 1980-1990, est causé par un indice d'oscillation de l'Atlantique Nord positif. Par conséquent, les valeurs $\delta^{13}C$ ne sont plus contrôlées par les précipitations de printemps ou par les températures maximales d'été pendant les deux décennies suivantes. En opposition aux séries $\delta^{13}C$, la relation entre les températures maximales d'été et les valeurs $\delta^{18}O$ a été stable à travers le temps, et a seulement diminué dans la dernière décennie. Tous ces résultats attestent d'un « problème de divergence » dans les dernières décennies, plus prononcé pour les séries $\delta^{13}C$. Pour expliquer la divergence entre les séries $\delta^{13}C$ et les précipitations de printemps durant la période 1985-1995, nous montrons qu'une forte et positive oscillation nord

atlantique a conduit à des conditions climatiques d'hiver plus froides et plus sèches et par conséquent, à une baisse du couvert neigeux. Nous montrons également que des conditions plus chaudes au printemps, en été et en automne, ont entrainé une augmentation des degrés-jours qui se traduit par une saison de croissance plus longue (débutant plus tôt et finissant plus tard qu'avant). Dans ces circonstances, les valeurs $\delta^{18}O$ deviennent de plus en plus influencées par les conditions de printemps et d'automne dans les dernières décennies, par exemple, par de l'eau de source avec des valeurs $\delta^{18}O$ plus basses. Nous concluons que les séries $\delta^{18}O$ des épinettes apparaissent comme étant les indicateurs les plus appropriés pour reconstruire les températures maximales de juin à août dans la région d'étude en dépit du problème de divergence, étant donné que les tests de calibration-validation et la reconstitution peuvent exclure la dernière décennie.

Contribution des auteurs et des intervenants

Les arbres vivants du lac L20 ont été échantillonnés par Julia Autin et l'équipe du Dr Dominique Arseneault. Les échantillons des sites HM1 et DA1 ont été prélevés par Mathieu Gingras, Joëlle Marion, Christian Bégin, Antoine Nicault et Dominique Arseneault. L'interprétation des résultats et l'écriture de l'article ont été réalisées par Maud Naulier. Les étapes de traitement des données ont été encadrées par Joëlle Marion et Antoine Nicault. Toutes les étapes mentionnées ont été supervisées par le Dr. Savard et le Dr. Bégin. Tous les coauteurs ont révisé et commenté l'article.

Journal

L'article a été soumis au journal Dendrochronologia.

Temporal instability of isotopes-climate statistical relationships- A study of black spruce trees in northeastern Canada

M. Naulier[1,a], M.M. Savard[2], C. Bégin[2], J. Marion[2], A. Nicault[3], Y. Bégin[1]

[1] Institut national de la recherche scientifique-ETE, 490 rue de la Couronne, QC, G1K9A9, Canada

[2] Geological Survey of Canada, Natural Resources Canada, 490 rue de la Couronne, QC, G1K9A9, Canada

[3] Université Aix-Marseille, Méditerranéen de l'Arbois Avenue Louis PHILIBERT Bâtiment CEREGE BP 80, 13545 Aix-en-Provence, Cedex 4, France

Abstract

Climate reconstructions using stable isotopes ($\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ values) in tree rings are based on relationships between present climatic conditions and isotopic series. This widely used approach relies on the assumption that correlations between stable isotopes and climatic conditions are steady over time. In this paper, we evaluate the strength of the correlations between $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ series with several climatic parameters on fourteen black spruce trees coming from three different sites, in northeastern Canada. We applied a 21-year moving window on the r Pearson calculated between stable isotopes and March-May and June-August precipitation, June-August and April-June maximal temperatures. Our results indicate that despite the large distance and differences in stand conditions between the sites, the three sites responded in the same way over time. We show that because the climatic ambiance has changed during the 1980-1990 period due to a positive North Atlantic Oscillation index the $\delta^{13}C$ values are not controlled by spring precipitation or summer maximal temperature in the following two decades. As opposed to $\delta^{13}C$ series, the relationship between summer maximal temperature and $\delta^{18}O$ values was stable over time, and decreased only in the last decade. All these results attest of a “divergence problem” in the last decades which is most pronounced for $\delta^{13}C$ series. We conclude that the spruce $\delta^{18}O$ series appears to be the most appropriate indicator for reconstructing June-August maximal temperature in the studied area despite the divergence issue, given that the calibration-validation tests and reconstruction can exclude the divergent last decade.

Keywords: divergence, carbon isotopes, oxygen isotopes, tree rings, Picea mariana.

[a]E-mail of corresponding author (M. Naulier): maud.naulier@ete.inrs.ca

5.1 Introduction

Assessing the significance of modern global warming and predicting future climate requires characterizing the natural climatic variability along centuries. For instance, a millennial climatic reconstruction with tree-ring isotopes will rely on close relationships between climatic parameters and isotopic ratios for the calibration period. The carbon isotopic ratios ($\delta^{13}C$) depend on the ratio of leaf intercellular CO_2 (c_i) relative to the atmospheric CO_2 pressure (c_a), the $\delta^{13}C$ values of ambient air (Farquhar *et al.,* 1982) and soil moisture (i.e., Francey and Farquhar, 1982; Roden *et al.,* 2012). The c_i/c_a ratio is controlled by the photosynthetic capacity and the stomatal conductance, which is itself depending on the water vapor deficit of the air (correlated with air temperature). In addition, when trees are not in water-limited conditions, the photosynthetic capacity is the main control on carbon assimilation, implying that temperature and sunshine conditions influence $\delta^{13}C$ variations (Gagen *et al.,* 2012; Loader *et al.,* 2013; Young *et al.,* 2012). When under water-limited conditions, the isotopic ratios of trees depend on their stomatal conductance and are strongly linked to the precipitation and vapor pressure deficit. The change of $\delta^{18}O$ values in tree cellulose reflects the value of soil water and its enrichment in the leaf due to transpiration (Barbour *et al.,* 2004; Roden *et al.,* 2000). The soil water come from precipitation and its $\delta^{18}O$ values result from mixing rain and with stationary soil water (Gasis and Feng, 2004) and from evaporation effects, which is influenced by temperature. The final $\delta^{18}O$ value in leaves is regulated by the stomatal aperture, evapotranspiration and Péclet effect (Anderson *et al.,* 2002).

In most cases, the relationship between climatic parameters and isotopic series is determined by using statistical correlations (Pearson or Spearman coefficient). One limitation to this approach is the length of the measured climatic series which can cover more than one century in populated areas or only a few decades in remote areas. Generally, the strongest correlation leads to the choice of one climatic parameter acting as the main control on the isotopic ratios and the reconstruction of climate is then based on the isotope/climate relationship. For that part, the assumption is that only one climatic parameter controls isotopic variations, and that the correlation between tree-ring isotopes and the climatic parameter is stable over time, as dictated by the uniformitarian dendroclimatology principle. Another prerequisite to dendroclimatology is that the present-day climatic controls on tree ring variability existed in the past. Otherwise, palaeoclimatic reconstructions would not be reliable (Fritts, 1976).

In order to evaluate the stability of the climate/tree-ring isotopic ratio over time, a few studies followed the evolution of the correlation between climatic parameters (temperature, relative humidity or

precipitation) and isotopic series ($\delta^{13}C$ and/or $\delta^{18}O$) over the periods when reliable measured data are available. Attempts were made to assess the relationship between isotope ratios and climatic parameters with the centered moving average method (Aykroyd *et al.,* 2001; Etien *et al.,* 2008; Haupt *et al.,* 2011; Ogurtsov *et al.,* 2011; Reynolds-Henne *et al.,* 2007; Seftigen *et al.,* 2011). These studies have found losses of correlation through time, which vary depending on the isotopes used and the various climatic parameters selected.

Another issue in climatic reconstruction is referred to as the "divergence problem", specifically denoting a departure between tree-ring indicators and temperature, and describing a loss of tree sensitivity with increasing temperature recorded by instrumental measurements since around the mid-20th century (D'Arrigo *et al.,* 2008). The phenomenon has been observed for ring width and density in several areas of the northern hemisphere (Büntgen *et al.,* 2008; D'Arrigo *et al.,* 2008; Driscoll *et al.,* 2005; Pisaric *et al.,* 2007; Zhang *et al.,* 2009). The ensuing inability of tree-ring reconstruction to reflect high-frequency regional climate signals has been attributed to several regional causes like a non-linear response from trees to recent climate warming or threshold responses (Vaganov *et al.,* 1999), increase of temperature inducing a drought stress (Barber *et al.,* 2000; Jacoby, 1995), delayed snow-melt and seasonality changes (Driscoll *et al.,* 2005; Vaganov *et al.,* 1999) and differential response to maximum and minimum temperatures (Wilson and Luckman, 2003). In addition, other studies have invoked the large-scale impacts of: global dimming due to air pollution, cloud cover changes, and diminishing stratospheric ozone which increases ultraviolet radiation (Briffa *et al.,* 2004). Although several causes have been proposed to independently explain the "divergence problem", numerous causes might be interplaying in a given case, and the debate is still going on in the literature because this problem is not invoked in all dendrochronological studies (Esper et al., 2009). One can think that the divergence represents a consequential aspect in climatic reconstruction which should be cautiously considered. Currently, only a few studies have documented the divergence problem when using stable isotopes (Daux *et al.,* 2011; Hilasvuori *et al.,* 2009; Young *et al.,* 2010). Here, we want to evaluate if: (1) the isotopic tree-ring ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) series obtained for black spruce trees of northeastern Canada are devoid of a divergence effect in their relation with climate, i.e, if these relations are stable over the instrumental period, and (2) determine which of the $\delta^{13}C$ or $\delta^{18}O$ proxies is the most appropriate to reconstruct the past summer temperatures. Our regional study uses the $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ series from three sites (well and moderately well-drained) first separately, and then combines them in order to create a regional curve for each isotopic series.

5.2 Materials and methods

In northeastern Canada, we have already studied the relationship between various climatic parameters and the isotopic ratios ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) of living trees in several sites (Bégin *et al.,* in press; Naulier *et al.,* 2014). We have determined that the $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ variability was significantly linked to June to August (JJA) months and the better correlation was obtained with maximal temperature for both isotopic ratios. However, the $\delta^{18}O$ series correlate negatively with summer precipitation whereas the $\delta^{13}C$ series show strong positive correlations with spring precipitation (Bégin *et al.,* in press; Naulier *et al.,* 2014; Table 8).

5.2.1 Ecology and climate of the study area

Three study sites have been selected (DA1, HM1 and L20), that are located at the centre of the Québec-Labrador peninsula in northeastern Canada (Figure 21, Table 6). The study area is on the Canadian Shield where the forest is mainly dominated by black spruce trees (*Picea mariana* [Mill] B.S.P), with balsam fir (*Abies balsamea* (L.) Mill.) and tamarack (*Larix laricina* (Du Roi) Koch) as secondary species. The sites are bordered by open spruce-moss with lichen woodlands growing on well-drained podzolic soils and regular slope

Tableau 6. Location of sites, correlations (r Pearson) between their isotopic series, and distance between sites (km).

Sites		R pearson		Distance
		$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	(km)
HM1	L20	0.88	0.70	42
	DA1	0.84	0.76	114
DA1	L20	0.84	0.92	110

The regional forest has a natural fire rotation period estimated at 250 to 500 years (Boulanger *et al.,* 2012). The climate is continental and subarctic with short, mild summers and long, cold winters with a

dominance of arctic winds under the influence of the Labrador stream. According to three meteorological stations of Environment Canada (Schefferville A., Wabush lake, Nitchequon), mean monthly temperatures from 1981 to 2010 varied from -22.9°C in January to 13.3°C in July.

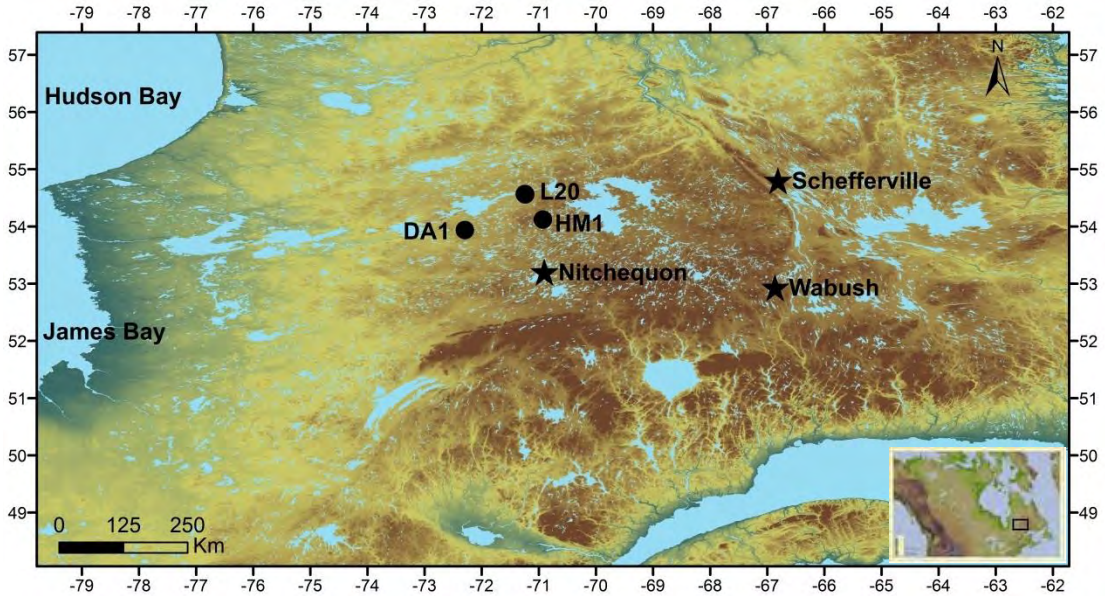


Figure 21. Location of studies sites (black circles) and meteorological stations (black stars).

The climatic index (Naulier *et al.,* 2014) is the subtraction between the z-score of total precipitation minus the z-score of the mean maximal temperature for June to August period (Figure 22). Consequently, it represents the boreal climatic ambiances typically occurring during the growing season: hot and dry (low CI) or cold and wet (high CI). The use of such an index aimed at verifying if changes in summer ambiances occurred in the past. The results suggest that the climatic ambiance has passed from decades with several cold-wet episodes (1940-1992), to warmer and dryer conditions (post 1992) with practically no cold-wet phases or years with weather extremes (Figure 22A). The summer and fall maximal temperatures have increased continuously since 1970, whereas winter and spring since 1990, with higher temperatures during the last decade (Figure 22B).

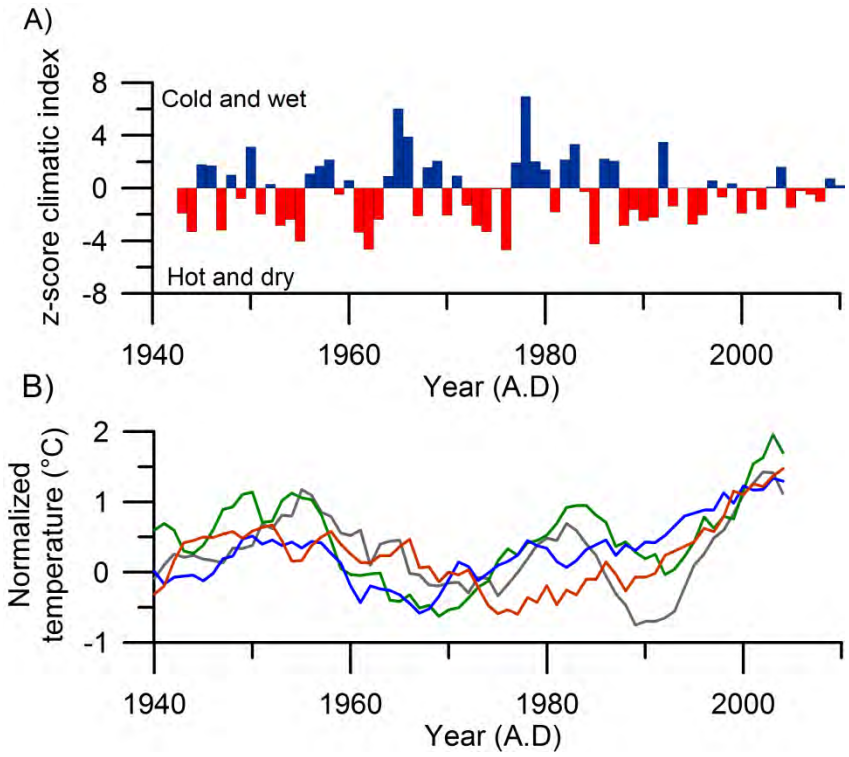


Figure 22. A) June to August z-score Climatic index (1943-2010). B) Seasonal normalized maximal temperature (1961-1990) from CRU TS 3.1 smoothed with 11-year centred running mean: winter (grey line), spring (green line), summer (blue line) and fall (orange line).

In the studied area, the total annual precipitation averages 825 mm with up to 46% falling in summer (June to September). The lakes are generally frozen from mid-October to early June and the growing season is short (from middle/late June to early/middle September). The winter climate is strongly influenced by changes in atmospheric circulation patterns associated to the North Atlantic Oscillation (NAO; Hurrell *et al.,* 2003; Qian *et al.,* 2008). A high positive NAO index corresponds to a stronger than average westerlies over the middle latitudes. In northern Canada, such NAO index causes drier and colder winter than normal whereas a negative phase leads to warmer and wetter winter. Related changes in temperature and precipitation are known to affect the study area as they can extend from eastern North America to central Europe (Hurrell and Deser, 2010). The control of summer NAO on the boreal climate has only been documented once in eastern Canada (Folland *et al.,* 2009). This influence is much weaker in summer than in winter (Bonsal and Shabbar, 2011).

5.2.2 Samples and laboratory treatment

This study relies on unpublished $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ series obtained for five black spruce trees from site DA1, along with results for living black spruce trees sampled at the HM1 (5 trees) and L20 sites (4 trees) as described in Bégin *et al.* (in press) and Naulier *et al.* (2014) (Table 8; Figure 21). The statistical analyses performed here using the unpublished and previously published data have never been presented in other publications.

Owing to the different purposes of the previously published studies, the trees sampled come from different types of sites. In fact, the trees were selected from well drained sites (HM1) and a moderately-well drained site (DA1 and L20; classes have been determined using the Canada National Soil DataBase, NSDB 2013), and their tree ring width series extend between 1800 and 2003, 1800 and 2005, and 1880 and 2010, respectively. Each tree was sampled separately, and four radii per tree have been cut. Rings were sample with one-year resolution after 1940 and two-years before 1940. Corresponding tree rings from the different radii were combined into a single sample and α-cellulose was extracted according to a proven protocol (Green, 1963; Loader *et al.,* 1997; Rinne *et al.,* 2005) modified for small samples at Delta-lab laboratory of the Geological Survey of Canada by using small sachets and fewer organic solvant. The final α-cellulose sub-samples were dried at 55°C for 12 hours. The expressed population signal (EPS; Wigley *et al.,* 1984) has been determined for the three sites (Table 7, for the average of two sampling height at L20 site and only for one height at HM1 and DA1) and results confirm that the group of trees sampled at every site is representative of the site population (EPS≥0.85). In this paper, we have averaged the ring isotopic series obtained for individual trees coming from the same site. This approach is allowing us to evaluate the stability of the isotope-climate relationships on regional and temporal dimensions, and to compare responses from different types of stands to climatic variability.

Tableau 7. EPS calculate for $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ for the three sites HM1, DA1 and L20.

Sites	EPS	
	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$
HM1	0.87	0.83
L20	0.85	0.94
DA1	0.89	0.93

5.2.3 Climate data

Weather stations existing in the investigated region (Schefferville, Wabush lake and Nitchequon) are sparse and only covering a short period (1943-now; Figure 21). In order to specifically extend the temperature data of the study sites, we used the Climatic Research Unit (CRU TS 3.1) data modelled by utilizing more distant meteorological stations (average of grid point with 0.50° step over the study area). Considering that data from CRU correlate with the temperature series resulting from the average data of the three regional stations at 89% for the 1943-2010 periods, we consider that CRU data are robust and can be used for correlation analyses. Nevertheless, some of the stations used by CRU include records dating back to prior to 1930 and are very distant. Such data are of poor quality and could lead to artefacts in the constructed temperature series. For example, the nearest station to our sites with temperature data extending to the pre-1943 period (Mistassini) correlates at 67% with the CRU data for the 1930-2010 period, but only at 46% when going back to 1901. Under 50% of correspondence with CRU data a series can be considered too poor to represent regional temperature. We have therefore limited our use of the CRU TS 3.1 data to the period 1930-2010. It is worth noting that the maximal temperature series is calculated as the daily maximal temperature averaged for every month, confirming that a June to August maximal temperature series corresponds to the mean of the warmest summer temperatures for a given year.

We did not use CRU precipitation data, but records from the three meteorological stations closest to our sites (Schefferville, Wabush Lake and Nitchequon) because variations of precipitation are generally important at the regional scale (not the case for temperature series). Thus, precipitation data from the stations were normalized using the individual average value of the 1961 to 1985 rings (the overlapping period between station climatic series) before they were averaged to produce a regional climate time series (1943-2010). Previous studies conducted in the study area have shown that $\delta^{18}O$ values strongly correlate with the JJA climatic series (maximal temperature and precipitation) and $\delta^{13}C$ values correlate with spring precipitation and summer maximal temperature (Bégin *et al.,* in press; Naulier *et al.,* 2014).

5.2.4 Statistical treatments

All $\delta^{13}C$ values reported here have been corrected for industrial changes of $\delta^{13}C$ values in atmospheric CO_2 (Suess effect; Treydte *et al.,* 2001) and for the increase of atmospheric CO_2 concentrations (PIN correction; McCarroll *et al.,* 2009). The PIN correction permits to take account of the increase of CO_2 concentration and correct its impact on the relationship between isotopic ratios and the climate. The isotopic series of every site has been normalized by subtracting the mean isotopic values for its 1880-2003 period that corresponds to the common period between the series of the three sites. Then, we have average series from the three sites for $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ in order to construct one regional series by isotopic ratio.

We evaluated the stability of the relationship of the $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ series with the climatic parameters by applying a moving window technique on the Pearson correlation. This approach is commonly used in statistics to follow the relationship between two series over time, or in dendroclimatology to infer the temporal sensitivity of tree-ring parameters to climatic conditions and reveal possible modifications in such response over a given period of time. The window size is selected so to follow the correlation on low or high frequencies. A number of studies have checked the climate and isotope relationships and selected windows comprised between 15 and 40 years as based on the length of the climatic series available (Aykroyd *et al.,* 2001; Reynolds-Henne *et al.,* 2007; Seftigen *et al.,* 2011; Trindade *et al.,* 2011). In our study, we have chosen to use a 21-year moving centered window so that our analysis can be statistically strong, keep climatic variations without creating artefact by smooth out the short-term amplitudes over a relatively long climatic period (Aykroyd *et al.,* 2001; Trindade *et al.,* 2011). For correlations between isotopic series and maximal temperature series, the 21-years moving window has been applied from 1930 to 2005 for the HM1 and DA1 series and, to 2010 for the L20 series, as dictated by the series length of the sites. For correlations between isotopic series and precipitation, the moving window has been applied from 1943.

We also tested if the JJA maximal temperature, spring and JJA precipitation series can be considered constant through time (i.e., no statistically significant shift in the mean of series). A homogeneity test permits to highlight if changes in correlation between climate and isotopic series are linked to break in climatic series. The Excel stat program has been used because it contains a macro with the Buishand bayesian test (Buishand, 1982). This test verifies if there is a shift in the mean of climatic series (with $p<0.05$) at a known date. The p-value is given by using Monte Carlo method (1000 iterations). In this test, the H0 hypothesis supposes that the climatic series follows only one

distribution and the H1 hypothesis suggests that there is a year from which the series mean is shifting. Afterward, we have assessed if the means are significantly different using a Student t-test ($p<0.05$).

5.3 Results and interpretation

According to the Buishand test, the JJA maximal temperatures is showing a shift of mean after 1975, from an average of 15.7°C prior to 1995, to 16.6°C after (Figure 23A). The JJA and MAM precipitation series do not show a shift in mean over the studied period 1940-2010 but several years are below normal between 1995 and 2005 (Figure 23B). The significance of this difference between the two averages of the temperature series is confirmed by a Student t-test at $p<0.05$. In addition, the mean shift in 1975 marks the beginning of a gradual increase in temperature ending in 2005, followed by a rapid increase between 2006 and 2010 (Figure 23A). The $\delta^{13}C$ average of series shows an increase between 1940 and 1980 and is stable after 1980 (Figure 24A).

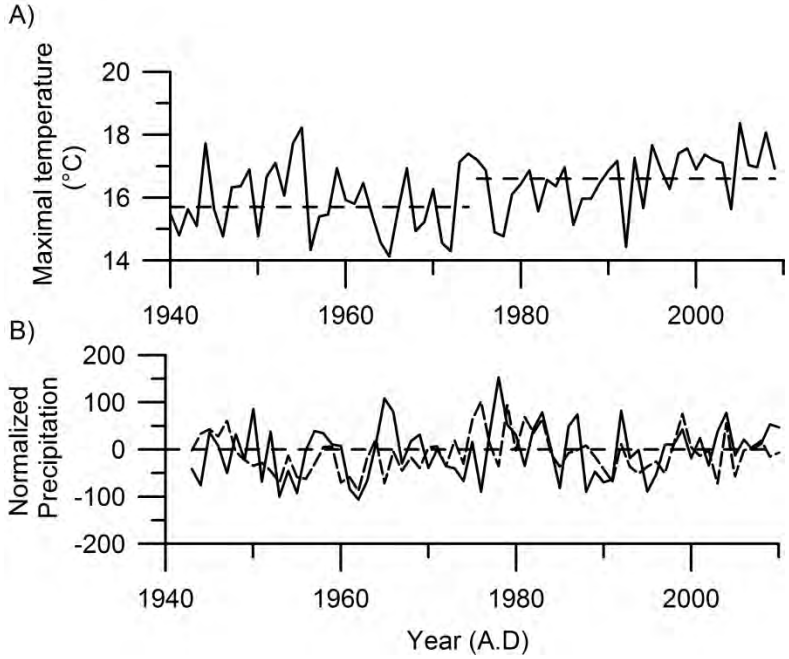


Figure 23. Buishand statistical test ($p<0.05$) for: A) JJA maximal temperature (black line); B) normalized JJA (black line) and MAM precipitation (dotted black line). The dotted horizontal lines represent the μ values (mean values) calculated by the Buishand test.

We have compiled the correlations of the average isotopic series of the three sites with the climatic parameters from previous studies (Table 8). The DA1 and HM1 isotopic series only extended up to 2005. For that reason, we analyzed the correlations of isotopic series with temperature over the 1930-

2005 period, and with precipitation over the 1943-2005 period. The best correlations were obtained for the average $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ series from DA1 with JJA maximal temperature (r=0.53 and 0.49, respectively). In addition, significant positive correlations of spring (March to May or MAM) precipitation were found with the average $\delta^{13}C$ series (except for site HM1), whereas negative correlations are found between JJA precipitation and the average $\delta^{18}O$ series from all sites (Table 8).

Tableau 8. Correlations between $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ series from the studied sites and their average with climatic parameters

	Sites	Tmax (1930-2005)	Precipitation (1949-2005)
$\delta^{13}C$	L20	**0.33**	**0.45***
	DA1	**0.53**	**0.33***
	HM1	**0.41**	0.19*
	Average 3 sites	**0.41**	**0.41***
$\delta^{18}O$	L20	**0.41**	**-0.38**
	DA1	**0.45**	**-0.44**
	HM1	**0.49**	**-0.50**
	Average 3 sites	**0.49**	**-0.44**

Significant correlations are in bold (P<0.01); correlations are all for June-August months, but March-May where * appears.

The temporal variability of the correlations between the isotopic values and JJA maximal temperature is different for the $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ series (Figures 24B and 25B). Despite the distance between locations, the $\delta^{13}C$ and the $\delta^{18}O$ responses of the three sites are very similar for maximal temperature and precipitation at medium frequencies. The correlations of JJA maximal temperature with the $\delta^{13}C$ series are showing more variability than those with $\delta^{18}O$ values (Figures 24 and 25). For the $\delta^{13}C$ values, the three sites show the same response to temperature and have a significant positive correlation between 1943 and 1975, except for L20 during the 1957-1963 period. However, 1975 marks a change in the $\delta^{13}C$ values-temperature relationships at every site because the correlations stay non-significant afterwards. Correlations between MAM precipitation and $\delta^{13}C$ values are non-significant at the beginning of the series (1955-1965), shifting towards positive correlation for L20 and the average series. However, an important decrease of the correlation occurs after 1992. Finally, the mean $\delta^{13}C$ series does not follow summer temperature or spring precipitation variations after 1990.

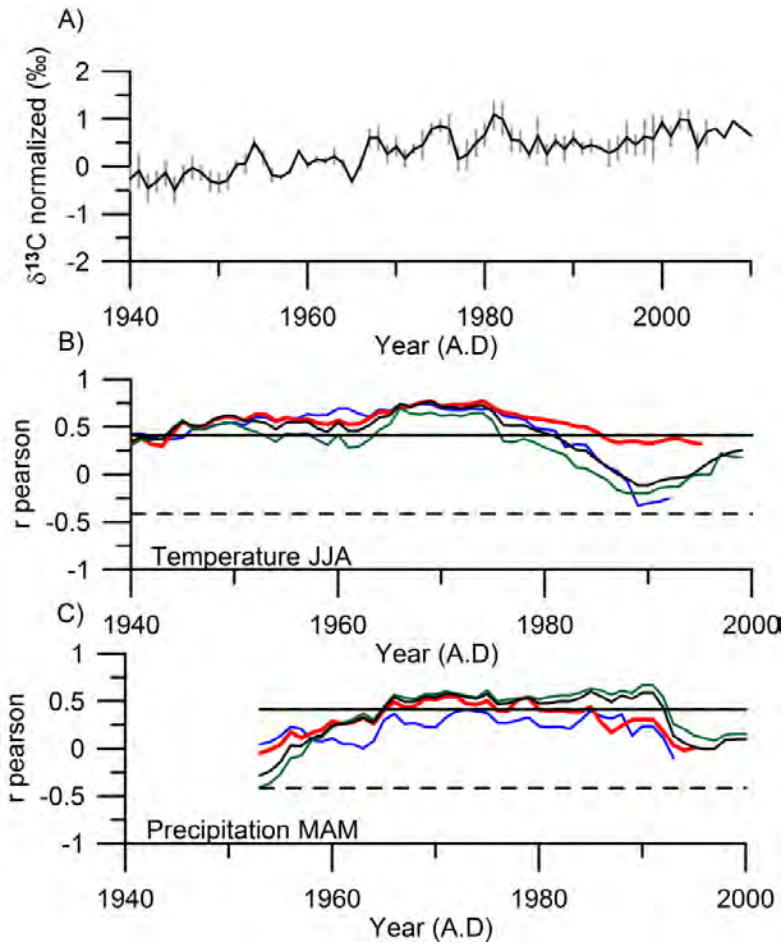


Figure 24. A) Mean of the $\delta^{13}C$ series for all sites as a function of time. The grey line represents the standard deviation between the three $\delta^{13}C$ series. Moving 21-year correlations between the $\delta^{13}C$ series and JJA maximal temperature (B) and MAM precipitation (C) for the three studied sites (HM1, blue line; DA1, red line; L20, green line; mean series, black line). The dotted black line represents the P value (<0.05; 0.43 for n=21) and the horizontal black line, the average correlation between the average isotope series of the three sites and climatic series for the entire period (r=0.41 for $\delta^{13}C$ with JJA maximal temperature, and r=0.41 with MAM precipitation).

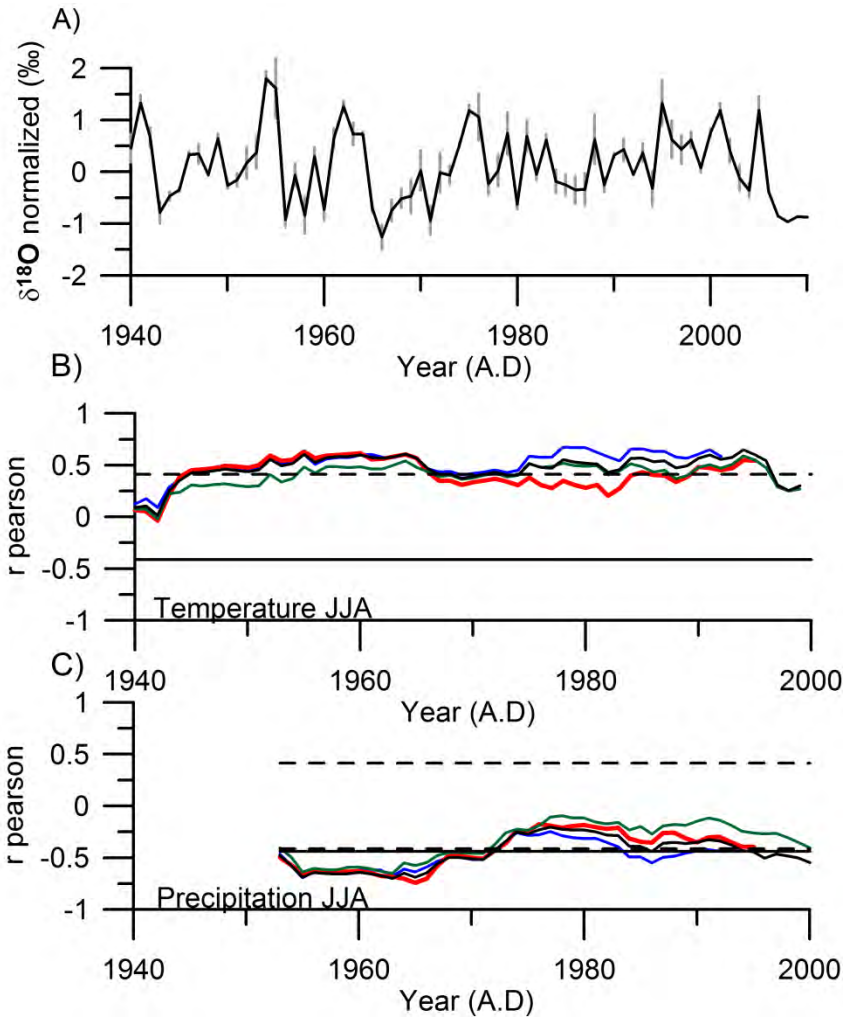


Figure 25. A) Mean of $\delta^{18}O$ series for all sites as a function of time. The grey line represents the standard deviation between the three $\delta^{18}O$ series. Moving 21-year correlations between $\delta^{18}O$ series and JJA maximal temperature (B) and precipitation (C) for the three studied sites (HM1, blue line; DA1, red line; L20, green line; mean series, black line). The dotted black line represents the P value (<0.05; 0.43 for n=21) and the horizontal black line, the average correlation between the average isotope series of the three sites and climatic series for the entire period (r=0.49 for $\delta^{18}O$ with JJA maximal temperature, and r=-0.44 with JJA precipitation).

By opposition to the $\delta^{13}C$ series, $\delta^{18}O$ values show relatively steady correlations with precipitation and maximal temperature over time (Figure 25). The $\delta^{18}O$ values of the three sites respond similarly through time. The correlations between $\delta^{18}O$ values and precipitation are significant and negative until 1973, and then are increasing to become non-significant, with an enhanced departure between sites. The correlations with temperature are positive and significant until 1995. Note that the dispersion between $\delta^{18}O$ values and T_{max} shows the greatest amplitude and a 5-year duration (2006-2010; not shown). When using a 5-year running mean to analyze correlations with climatic parameters, the

effect is visible over the last decade. Such features have not been observed prior to 1996 in the studied region.

Overall, summer precipitation has decreased from above normal between 1961 and1985, to reach near or below normal values after 1985, with more frequent hot and dry summer up until 2010. At the same time, maximal temperature of all seasons has importantly increased since 1975, and correlations of isotopic series with spring temperature are becoming stronger than with June-August maximal temperature since 1995. Overall, the key observations here are that the statistical relationships between the isotopes and climatic conditions are changing over time, and the amplitudes of these changes vary with the isotopic ratios, climatic parameters and seasons considered.

5.4 Discussion

First of all, the $\delta^{13}C$ or $\delta^{18}O$ series respond similarly for the three studied sites despite the distance between sites. Hence, we can stipulate that the mean $\delta^{13}C$ or $\delta^{18}O$ series for the three sites are representative of the regional response of the forest to climatic conditions. Moreover, the losses of correlations of the mean $\delta^{13}C$ or $\delta^{18}O$ series with climatic parameters appear to be also regional as they are similar for the three sites. This observation suggests that the isotopic series are recording a change of climatic ambiance over time in the studied region. According to the fact that $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ series are not well correlated, it is not surprising that they do not respond similarly to climatic parameters and do not show similar correlation instabilities with climate over time.

5.4.1 Influence of climatic parameters on the isotopic values

The studied tree-ring $\delta^{13}C$ series are correlated with summer temperature conditions for the period prior to 1980. This observation is in agreement with the generally understood assimilation mechanisms of carbon by trees (Farquhar *et al.,* 1982). The control of summer temperatures on the tree-ring $\delta^{13}C$ variability is also demonstrated in other studies from areas with similar climate (i.e, Kirdyanov *et al.,* 2008 in Siberia; Holzämper *et al.,* 2012 in subarctic Canada). In fact, the positive correlations between summer temperatures and $\delta^{13}C$ values reflect the dependence of carbon isotopes to the photosynthetic rate and/or stomatal conductance of trees during the growing season.

The higher the temperature, the higher are the rates of photosynthesis (or lower the stomatal conductance) and the lower is discrimination against the ^{13}C (McCarroll and Loader, 2004). The positive correlation between $\delta^{13}C$ values and spring precipitation prior to 1990 suggests that snow accumulation during the months preceding the beginning of the growing season may have played a role in controlling carbon assimilation. A hypothesis is that a thick snow cover during the March to May period might delay soil thawing, leading to low water availability in soils when trees are initiating their photosynthesis, at the beginning of the growing season (Lemieux, 2010). Such conditions likely reduce the stomatal conductance, and then, the discrimination against ^{13}C (i.e., increasing $\delta^{13}C$ values).

The summer maximal temperature correlation with $\delta^{18}O$ series is much stronger than with $\delta^{13}C$ series, and is steady up to 1995. These results are supported by other studies that have demonstrated similar correlations between temperature and $\delta^{18}O$ series in areas with cold climate (i.e, Holzämper *et al.*, 2012 in subarctic Canada). These cellulose $\delta^{18}O$ results in trees reflect the local precipitation $\delta^{18}O$ values and the ^{18}O enrichment in leaves due to evapotranspiration (Roden *et al.,* 2000); the $\delta^{18}O$ values of precipitation directly correlate with the temperature prevailing during the formation of water droplets in clouds; and indirectly with the amount of precipitation (and relative humidity). Thus, it is not surprising that the $\delta^{18}O$ series is correlated positively with summer maximal temperature and negatively with summer precipitation.

5.4.2 Highlighting a divergence between the isotopic series and climatic parameters

It has already been demonstrated that a change of the growing season, like an earlier start, due to increased spring temperature could be responsible for the divergence observed between tree-ring indicators and temperature series (i.e. Driscoll *et al.,* 2005; Vaganov *et al.,* 1999). In order to test this assumption with our isotopic series and detect eventual changes in the growing season climate conditions, we have tested if the isotopic values correlated with spring temperature or a combination of spring-summer maximal temperature series in the last decades (Figure 26). Surprisingly, we have determined that the maximal temperature series of the April to June months became well correlated with $\delta^{18}O$ values until 1995. For the relationship between the $\delta^{13}C$ series and spring conditions, changes in the correlations are less pronounced, and do not show significant correlation.

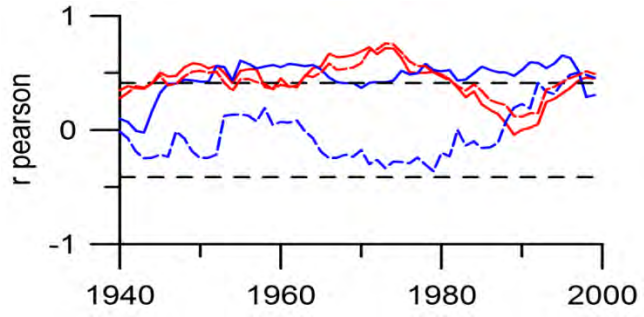


Figure 26. The 21-year running correlations of the $\delta^{18}O$ mean (blue line) and $\delta^{13}C$ series (red line) of the three studied sites with June-August (solid lines) and April-June (dotted lines) maximal temperatures. The horizontal black dotted lines indicate the P values (<0.05).

Our study highlights that the $\delta^{13}C$ positive correlations with temperature decreased and even became negative after 1980 at all sites, and that the inverse correlation with spring amount of snow became non-significant after 1990, expressing a "divergence" with these two climatic parameters. We observe a much lower amount of winter precipitation (67 cm snow depth or less) and a significantly decrease of T_{max} (-0.75°C) between 1985 and 1995 relative to the preceding years. These observations coincide with the period during which the winter NAO index (December to March) became strongly and persistently positive (Hurrell and Deser, 2010). Changes in the wind direction and storminess associated with positive phase of the NAO index are expected to modify the transport and convergence of the atmospheric moisture, and thus, decrease in winter temperature and snow amount. It seems therefore that the $\delta^{13}C$ series and their divergences with T_{max} and precipitation are affected by changes in climatic ambiance under the strong influence of NAO.

One key feature of our results is the divergence due to a $\delta^{18}O$ decrease relative to temperature which occurs in the last decade (1996-2010). Looking at the climatic conditions of the study area using the climatic index or the Buishand test shows that, summers became warmer and/or drier (Figures 22A and 23A) after 1975. A possible explanation for the divergence between temperature and $\delta^{18}O$ series is an increase of summer temperature concomitant with a decrease in precipitation during a long period possibly leading to water limitation (Daux *et al.,* 2011; Seftigen *et al.,* 2011). It has been explained that, low precipitation concomitant with normal or above normal temperature can lead to low relative humidity and thus, enhanced the isotope enrichment in the tree needles. The increased moisture stress could also alter leaf conductance through decreased stomatal aperture (Seftigen *et al.,* 2011), resulting in our case, to the decrease of $\delta^{18}O$ values. In our study, the three sites investigated

are not under water-limited conditions (weak correlation with precipitation). Thus, the cause of divergence is the result of another phenomenon.

An important aspect relative to the relationship between $\delta^{18}O$ values and climate is that temperature is the most important controlling factor in the investigated region, but spring conditions are playing an increasing role during the last decade. Interestingly, there has been a shift in duration of the growing season at our studied sites. Indeed, we observe that $\delta^{18}O$ values have changed proportionally with April-August maximal temperatures after 1995, and concomitantly with an increase of spring and autumn maximal temperature (Figures 22 and 26). For the Québec boreal forest in general, reported that the growing season has started earlier following the increase of spring temperature, likely making photosynthesis and water absorption by black spruce trees effective earlier (Logan *et al.,* 2011). In order to valid such assumption for black spruce trees of our studied sites, we have calculated the mean degree-days for the 1943-2010 period following observations made in Northeastern Canada by Logan *et al.* (2011), Mackey *et al.* (1996), Messaoud *et al.* (2007), and others, and we counted the added days to the growing season (Figure 27). Based on these studies, we have considered that the growing season starts when the mean daily temperature is higher than 5°C for five consecutive days after March 1st and ending when minimum temperature is lower than -2°C after August 1st. Mean degree days have been calculated by averaging the minimal and maximal temperature and then, subtracting 5°C to the result for every day (corresponding to the required temperature necessary to initiate growth). Results indicate that the degree-days increased, with a mean of 617°C/day prior to 1995, and 779°C/day after 1995, and that the length of the growing season has increased by 26 days.

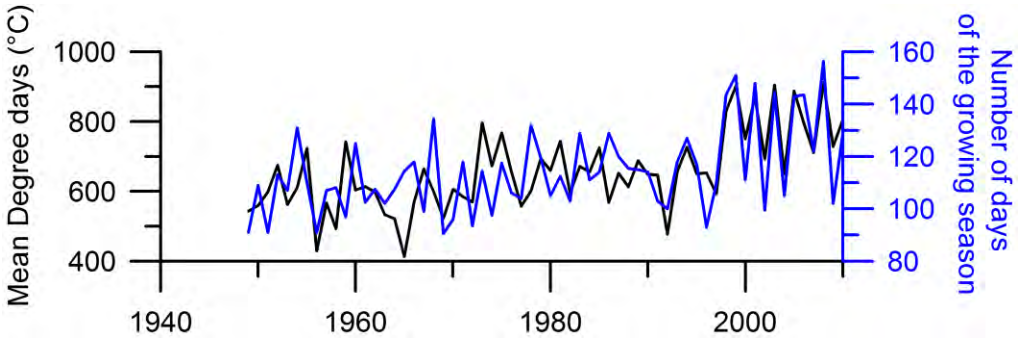


Figure 27. Mean degree days in black line and the number of days of the growing season (blue line).

Moreover, our calculations have highlighted that the growing season has extended symmetrically, meaning at the beginning and at the end of the growing period, as it now starting sooner (first days of May) and finishes later (first days of October; results not shown). This observation is in agreement

with other studies exploring the impacts of climate change in the Northern Hemisphere and North American boreal forests on growing seasons (Barichivich *et al.,* 2012; Barichivich *et al.,* 2013; Buermann *et al.,* 2013).

5.4.3 Possible explanations for the observed dendroisotopic divergence

We have described study cases of divergence between tree $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ series and summer temperature documented in northeastern Canada for the first time, which result from a change in climatic ambiance. As we have used the available meteorological series that are only of short length, and observed $\delta^{13}C$ trends modified early (1980) by a change in climatic ambience (divergence), it appears that $\delta^{13}C$ values are not the most suitable isotopic proxy for temperature reconstruction in this area. The $\delta^{18}O$ values are clearly controlled by temperature and the divergence effect on this indicator is limited to the last decade. Thus, a June-August maximal temperature reconstruction can be made with $\delta^{18}O$ series, but it requires removing the last decade for maintaining a strong correlation over the instrumental period. It is clear that, when considering the entire period, correlations of the $\delta^{18}O$ series with maximal temperature is significant ($p<0.05$, $r_{critic}= 0.325$); nevertheless, attention needs to be paid to the variability of this relationship at high frequencies. Calibration/verification test are needed to confirm the stability of this relationship over time, and allow producing climate reconstruction reliable for middle to low frequency changes.

Previous studies had shown that the $\delta^{13}C$ series became divergent with summer temperature in the recent decades in England, Europe and Fennoscandia (Hilasvuori *et al.,* 2009; Reynolds-Henne *et al.,* 2007; Seftigen *et al.,* 2011). These studies invoked: (1) a non-linear response of tree due to increasing temperature inducing changes to the growing season (earlier start); (2) an increase of the moisture stress due to higher temperature and lower precipitation; and (3) an instability of the correlation between temperature and sunshine leading to a decrease of the temperature control on $\delta^{13}C$ values. Here we show for the first time that both $\delta^{13}C$-T_{max} and $\delta^{13}C$-precipitation correlations are lost in the recent years. The coincidence in these departures suggests that the same mechanism is responsible for the two divergences. Consequently, we propose another explanation of the divergence by invoking the influence of the NAO patterns on the regional climatic conditions, and consequently, on $\delta^{13}C$ variations (section 4.2). In the case of the tree-ring $\delta^{18}O$-T_{max} divergence, the changed of the growing season is the main cause. Indeed, if photosynthesis starts in May, tree uptakes soil water with lower

$\delta^{18}O$ values than June precipitation because the May water results from precipitation that have been formed under lower temperature than in June (Clark and Fritz, 1997). At the end of the growing season, if trees uptake water in October rather than in September, the same observation can be made. Consequently, even if the total summer temperature increases, the mean of the $\delta^{18}O$ values for the entire growing season decrease, creating a divergence between the two series in the last decade.

Our results strengthen the idea that the correlations between tree-ring isotopic ratios and climatic parameter can diverge in the recent decades, showing not only departures with temperature, but also with precipitationWe have also shown that the technique of the moving average window is suitable for detecting possible divergence effects. It might be possible to use a forward and inverse modeling approach such as the one proposed by Boucher *et al.* (2014) could also be used to address the question of non-stationary isotopic response to climate, and integrate this type of response in a millennial climate reconstruction. In any case, these types of approach are highly recommended before undertaking climatic reconstruction, to verify if strong and stable correlations exist between isotopic and climatic series and avoid faulty reconstructions of past climatic conditions.

5.5 Conclusion

This study has demonstrated that $\delta^{13}C$ or $\delta^{18}O$ series of black spruce trees record summer maximal temperature and precipitation, but in an unstable way over time. The compilation of three distant sites with different drainages has shown that results from the mean series of the three sites can be taken into account for a regional synthesis. The losses of correlation between JJA maximal temperature and $\delta^{13}C$ values have been highlighted in the last three decades, and with $\delta^{18}O$ values in the last decade. These losses of correlations are attributed to the “divergence problem” likely resulting from climate change. The hypothesis that have been invoked are that:

- a change of climatic ambiance have occurred in northeastern Canada after 1975, resulting in an earlier start and later end of the growing season, and in increased temperature for all seasons (Buishand test, climatic index and calculation of the growing season length);
- tree-ring $\delta^{13}C$ values are controlled by several climatic parameters (summer maximal temperature and spring precipitation), and are indirectly influenced in the last decades by a strong positive winter NAO index which results in divergent $\delta^{13}C$ and climatic series,
- the strong correlation between $\delta^{18}O$ values and temperature was generally steady through time;

- a $\delta^{18}O$-temperature divergence occurred in the last decade and resulted from longer growing seasons, specifically from early spring and autumn water uptake by trees, which has decreased the $\delta^{18}O$ values even if summer Tmax has increased;

Finally, $\delta^{18}O$ are showing much less divergence than $\delta^{13}C$ series and are best suited as proxy for climatic reconstruction in the studied region. The $\delta^{18}O$ series could therefore be used for June-August maximal temperature reconstruction in northeastern Canada if the divergent years of the last decade are discarded for the calibration-validation exercise.

Acknowledgments

The authors would like to thank Anna Smirnoff for her technical support during sample treatment and analyses at the Delta-Lab of the Geological Survey of Canada. We are grateful to Fateh Chebana for his stimulating discussions. We also would like to thank Dr. Etienne Boucher who made constructive comments during a pre-submission review of this article. This research has been supported financially by the NSERC-OURANOS Collaborative Research and Development grant (ARCHIVES project of INRS-ETE), and the Environmental Geoscience Program of the Geological Survey of Canada.

References

Anderson, W.T., Bernasconi, S.M., McKenzie, J.A., Saurer, M., Schweingruber, F., 2002. Model evaluation for reconstructing the oxygen isotopic composition in precipitation from tree ring cellulose over the last century. Chemical Geology, 182(2-4): 121-137.

Aykroyd, R.G., Lucy, D., Pollard, A.M., Carter, A.H.C., Robertson, I., 2001. Temporal variability in the strength of proxy climate correlations. Geophysical Research Letters, 28(8): 1559-1562.

Barber, V.A., Juday, G.P., Finney, B.P., 2000. Reduced growth of Alaskan white spruce in the twentieth century from temperature-induced drought stress. nature, 405(6787): 668-673.

Barbour, M., Roden, J., Farquhar, G., Ehleringer, J., 2004. Expressing leaf water and cellulose oxygen isotope ratios as enrichment above source water reveals evidence of a Péclet effect. Oecologia, 138(3): 426-435.

Barichivich, J., Briffa, K., Osborn, T., Melvin, T., Caesar, J., 2012. Thermal growing season and timing of biospheric carbon uptake across the Northern Hemisphere. Global Biogeochemical Cycles, 26(4).

Barichivich, J., Briffa, K.R., Myneni, R.B., Osborn, T.J., Melvin, T.M., Ciais, P., Piao, S., Tucker, C., 2013. Large-scale variations in the vegetation growing season and annual cycle of atmospheric CO2 at high northern latitudes from 1950 to 2011. Global Change Biology, 19(10): 3167-3183.

Bégin, C., Gingras, M., Savard, M.M., Marion, J., Nicault, A., Bégin, Y., in press. Assessing tree-ring carbon and oxygen stable isotopes for climate reconstruction in the Canadian northeastern boreal forest. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.

Bonsal, B., Shabbar, A., 2011. Oscillations climatiques à grande échelle ayant une incidence sur le Canada, de 1900 à 2008. Biodiversité canadienne : état et tendances des écosystèmes en 2010, Rapport technique thématique no 4 (Conseils canadiens des ministres des ressources. Ottawa, (Ont.). iii + 15 p.).

Boucher, É., Guiot, J., Hatté, C., Daux, V., Danis, P.-A., Dussouillez, P., 2014. An inverse modeling approach for tree-ring-based climate reconstructions under changing atmospheric CO 2 concentrations. Biogeosciences, 11(12): 3245-3258.

Boulanger, Y., Gauthier, S., Burton, P.J., Vaillancourt, M.-A., 2012. An alternative fire regime zonation for Canada. International Journal of Wildland Fire, 21(8): 1052-1064.

Briffa, K.R., Osborn, T.J., Schweingruber, F.H., 2004. Large-scale temperature inferences from tree rings: a review. Global and Planetary Change, 40(1-2): 11-26.

Buermann, W., Bikash, P.R., Jung, M., Burn, D.H., Reichstein, M., 2013. Earlier springs decrease peak summer productivity in North American boreal forests. Environmental Research Letters, 8(2): 024027.

Buishand, T.A., 1982. Some methods for testing the homogeneity of rainfall data. Journal of Hydrology, 58: 11-27.

Büntgen, U.L.F., Frank, D., Wilson, R.O.B., Carrer, M., Urbinati, C., and Esper, J.A.N., 2008. Testing for tree-ring divergence in the European Alps. Global Change Biology, 14(10), 2443-2453.

Clark, I.D., Fritz, P., 1997. Environmental isotopes in hydrogeology, 328p. CRC press LLC, Boca Raton, Florida.

D'Arrigo, R., Jacoby, G.C., Wilson, R., Liepert, B., Cherubini, P., 2008. On the 'Divergence Problem' in Northern Forests: A review of the tree-ring evidence and possible causes. Global and Planetary Change, 60(3-4): 289-305.

Daux, V., Edouard, J.-L., Masson-Delmotte, V., Stievenard, M., Hoffmann, G., Pierre, M., Mestre, O., Danis, P., Guibal, F., 2011. Can climate variations be inferred from tree-ring parameters and stable isotopes from Larix decidua? Juvenile effects, budmoth outbreaks, and divergence issue. Earth and Planetary Science Letters, 309(3): 221-233.

Driscoll, W.W., Wiles, G.C., D'Arrigo, R.D., Wilmking, M., 2005. Divergent tree growth response to recent climatic warming, Lake Clark National Park and Preserve, Alaska. Geophysical Research Letters, 32(20).

Etien, N., Daux, V., Masson-Delmotte, V., Stievenard, M., Bernard, V., Durost, S., and Pierre, M., 2008. A bi-proxy reconstruction of Fontainebleau (France) growing season temperature from AD 1596 to 2000. Climate of the Past, 4(2), 91-106.

Farquhar, G.D., O'Leary, M.G., Berry, J.A., 1982. On the Relationship Between Carbon Isotope Discrimination and the Intercellular Carbon Dioxide Concentration in Leaves. Functional Plant Biology, 9(2): 121-137.

Folland, C.K., Knight, J., Linderholm, H.W., Fereday, D., Ineson, S., Hurrell, J.W., 2009. The summer North Atlantic Oscillation: Past, present, and future. Journal of Climate, 22(5).

Fritts, H.C., 1976. Tree rings and climate, London, New-York and San Francisco. Academic Press.

Francey, R. J., and Farquhar, G. D., 1982. An explanation of 13C/12C variations in tree rings.

Gagen, M., Zorita, E., McCarroll, D., Young, G. H., Grudd, H., Jalkanen, R., and Kirchhefer, A., 2011. Cloud response to summer temperatures in Fennoscandia over the last thousand years. Geophysical Research Letters, 38(5).

Gazis, C., and Feng, X., 2004. A stable isotope study of soil water: evidence for mixing and preferential flow paths. Geoderma, 119(1), 97-111.

Green, J.W., 1963. Wood cellulose. Methods in Carbohydrate Chemistry III: 9-21.

Haupt, M., Weigl, M., Grabner, M., Boettger, T., 2011. A 400-year reconstruction of July relative air humidity for the Vienna region (eastern Austria) based on carbon and oxygen stable isotope ratios in tree-ring latewood cellulose of oaks (Quercus petraea Matt. Liebl.). Climatic Change, 105(1-2): 243-262.

Hilasvuori, E., Berninger, F., Sonninen, E., Tuomenvirta, H., Jungner, H., 2009. Stability of climate signal in carbon and oxygen isotope records and ring width from Scots pine (Pinus sylvestris L.) in Finland. Journal of Quaternary Science, 24(5): 469-480.

Holzkämper, S., Tillman, P. K., Kuhry, P., & Esper, J., 2012. Comparison of stable carbon and oxygen isotopes in< i> Picea glauca</i> tree rings and< i> Sphagnum fuscum</i> moss remains from subarctic Canada. Quaternary Research, 78(2), 295-302.

Hurrell, J.W., Deser, C., 2010. North Atlantic climate variability: the role of the North Atlantic Oscillation. Journal of Marine Systems, 79(3): 231-244.

Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M., 2003. The North Atlantic Oscillation: climatic significance and environmental impact, 134. American Geophysical Union.

Jacoby, G.C.e.D.a., R.D., 1995. Tree width and density evidence of climatic and potential forest change in Alaska. Global Biogeochemical Cycles, 9(2): 227-234.

Kirdyanov, A. V., Treydte, K. S., Nikolaev, A., Helle, G., and Schleser, G. H., 2008. Climate signals in tree-ring width, density and< i> δ</i>< sup> 13</sup> C from larches in Eastern Siberia (Russia). Chemical Geology, 252(1), 31-41.

Lemieux, J., 2010. Phénologie de l'épinette noire dans le haut boréal: un patron de la croissance intra0-annuelle primaire et secondaire en relation avec la température de l'aire journalière. Mémoire présenté pour l'obtention du grade de Maître en Science de la Terre.

Loader, N.J., Robertson, I., Barker, A.C., Switsur, V.R., Waterhouse, J.S., 1997. An improved technique for the batch processing of small wholewood samples to [alpha]-cellulose. Chemical Geology, 136(3-4): 313-317.

Loader, N.J., Young, G.H.F., Grudd, H., and McCarroll, D., 2013. Stable carbon isotopes from Torneträsk, northern Sweden provide a millennial length reconstruction of summer sunshine and its relationship to Arctic circulation. Quaternary Science Reviews, 62, 97-113.

Logan, T., Charron, I., Chaumont, D., Houle, D., 2011. Atlas de scénarios climatiques pour la forêt québécoise. Ouranos et MRNF, 55p +annexes.

Mackey, B.G., McKenney, D.W., Yang, Y.-Q., McMahon, J.P., Hutchinson, M.F., 1996. Site regions revisited: a climatic analysis of Hills' site regions for the province of Ontario using a parametric method. Canadian Journal of Forest Research, 26(3): 333-354.

McCarroll, D., Gagen, M.H., Loader, N.J., Robertson, I., Anchukaitis, K.J., Los, S.Y., G. H. F., Jalkanen, R., Kirchhefer, A., Waterhouse, J.S., 2009. Correction of tree ring stable carbon

isotope chronologies for changes in the carbon dioxide content of the atmosphere. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73(6): 1539-1547.
McCarroll, D., Loader, N.J., 2004. Stable isotopes in tree rings. Quaternary Science Reviews, 23(7-8): 771-801.
Messaoud, Y., Bergeron, Y., Asselin, H., 2007. Reproductive potential of balsam fir (Abies balsamea), white spruce (*Picea glauca*), and black spruce (*P. mariana*) at the ecotone between mixedwood and coniferous forests in the boreal zone of western Quebec. American journal of botany, 94(5): 746-754.
Naulier, M., Savard, M.M., Bégin, C., Marion, J., Arseneault, D., Bégin, Y., 2014. Carbon and oxygen isotopes of lakeshore black spruce trees in northeastern Canada as proxies for climatic reconstruction. Chemical Geology, 374: 37-43.
National Soil DataBase, NSDB July 2013. http://sis.agr.gc.ca/cansis/nsdb/index.html.
Ogurtsov, M., Sonninen, E., Hilasvuori, E., Koudriavtsev, I., Dergachev, V., Jungner, H., 2011. Variations in tree ring stable isotope records from northern Finland and their possible connection to solar activity. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 73(2): 383-387.
Pisaric, M.F., Carey, S.K., Kokelj, S.V., Youngblut, D., 2007. Anomalous 20th century tree growth, Mackenzie Delta, Northwest Territories, Canada. Geophysical Research Letters, 34(5).
Qian, M., Jones, C., Laprise, R., Caya, D., 2008. The Influences of NAO and the Hudson Bay sea-ice on the climate of eastern Canada. Climate Dynamics, 31(2-3): 169-182.
Reynolds-Henne, C., Siegwolf, R., Treydte, K., Esper, J., Henne, S., Saurer, M., 2007. Temporal stability of climate-isotope relationships in tree rings of oak and pine (Ticino, Switzerland). Global Biogeochemical Cycles, 21(4): GB4009.
Rinne, K.T., Boettger, T., Loader, N.J., Robertson, I., Switsur, V. R., and Waterhouse, J. S., 2005. On the purification of α-cellulose from resinous wood for stable isotope (H, C and O) analysis. Chemical Geology, 222(1), 75-82.
Roden, J.S., Lin, G., Ehleringer, J.R., 2000. A mechanistic model for interpretation of hydrogen and oxygen isotope ratios in tree-ring cellulose. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64(1): 21-35.
Roden, J.S., and Farquhar, G.D., 2012. A controlled test of the dual-isotope approach for the interpretation of stable carbon and oxygen isotope ratio variation in tree rings. Tree physiology, 32(4), 490-503.
Scheidegger, Y., Saurer, M., Bahn, M., Siegwolf, R., 2000. Linking stable oxygen and carbon isotopes with stomatal conductance and photosynthetic capacity: a conceptual model. Oecologia, 125(3): 350-357.
Seftigen, K., Linderholm, H.W., Loader, N.J., Liu, Y., Young, G.H., 2011. The influence of climate on< sup> 13</sup> C/< sup> 12</sup> C and< sup> 18</sup> O/< sup> 16</sup> O ratios in tree ring cellulose of< i> Pinus sylvestris</i> L. growing in the central Scandinavian Mountains. Chemical Geology, 286(3): 84-93.
Treydte, K., Schleser, G.H., Schweingruber, F.H., Winiger, M., 2001. The climatic significance of d13C in subalpine spruces (L. otschental, Swiss Alps). Tellus 53B, 593–611.
Trindade, M., Bell, T., Laroque, C., 2011. Changing climatic sensitivities of two spruce species accross a moisture graadient in Northeastern Canada. Dendrologia, 29: 25-30.
Vaganov, E., Hughes, M., Kirdyanov, A., Schweingruber, F., Silkin, P., 1999. Influence of snowfall and melt timing on tree growth in subarctic Eurasia. Nature, 400(6740): 149-151.
Wigley, T., Briffa, K., Jones, P., 1984. On the average value of correlated time series, with applications in dendroclimatology and hydrometeorology. Journal of Climate and Applied Meteorology, 23(2): 201-213.
Wilson, R., Luckman, B., 2003. Dendroclimatic reconstruction of maximum summer temperatures from upper treeline sites in Interior British Columbia, Canada. The Holocene, 13(6): 851-861.
Young, G.H.F., McCarroll, D., Loader, N.J., Kirchhefer, A.J., 2010. A 500-year record of summer near-ground solar radiation from tree-ring stable carbon isotopes. The Holocene, 20(3): 315-324.

Young, G.H., McCarroll, D., Loader, N.J., Gagen, M.H., Kirchhefer, A.J., and Demmler, J.C., 2012. Changes in atmospheric circulation and the Arctic Oscillation preserved within a millennial length reconstruction of summer cloud cover from northern Fennoscandia. Climate dynamics, 39(1-2), 495-507.

Zhang, Y., Wilmking, M., Gou, X., 2009. Changing relationships between tree growth and climate in Northwest China. Plant Ecology, 201(1): 39-50.

Supplementary information

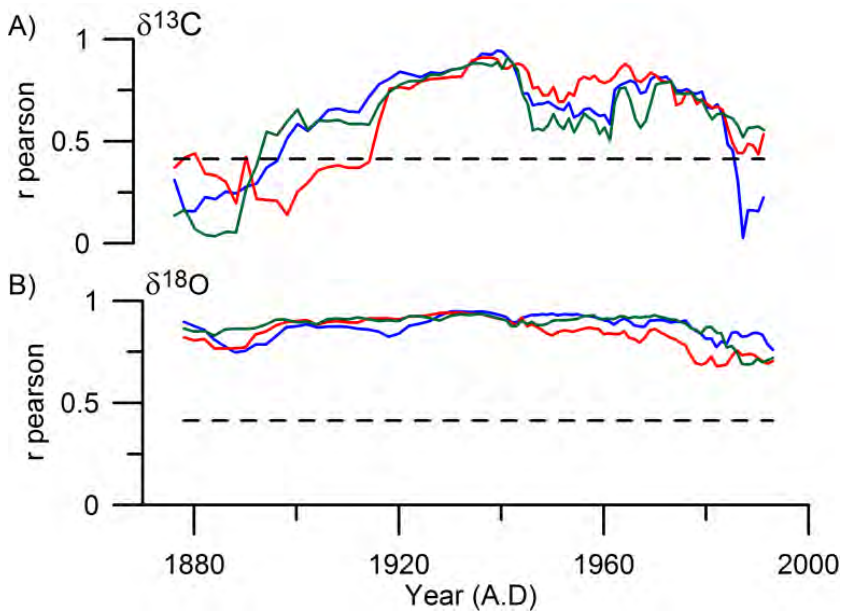


Figure S1: Moving 21-year correlation between the three sites. A) $\delta^{13}C$ series. B) $\delta^{18}O$ series. Correlation between L20 and HM1 is in green, L20 and DA1, in red and, HM1 and DA1, in blue. The black dashed line represents the p-value (<0.05).

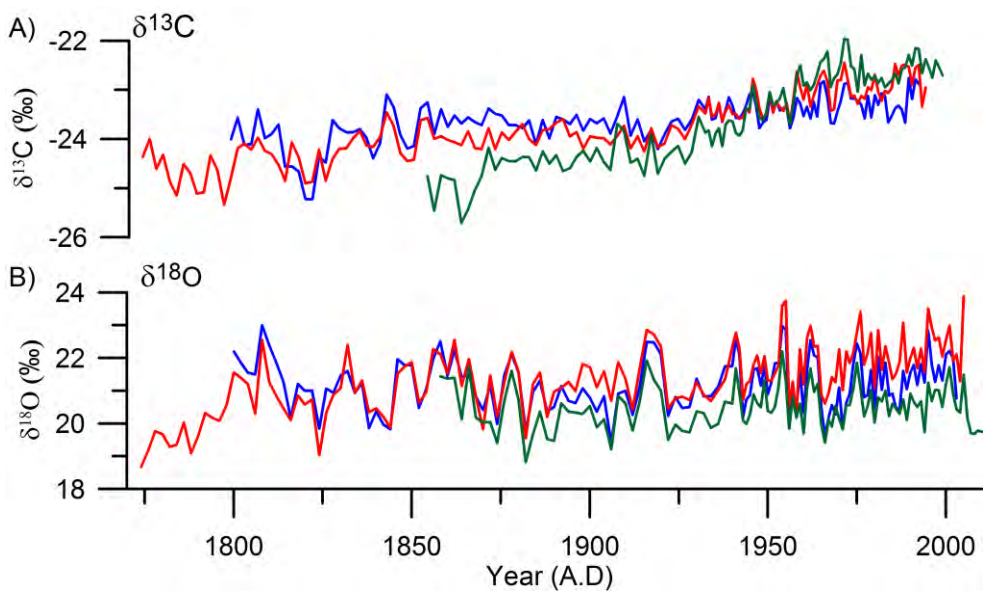


Figure S2: A) $\delta^{13}C$ series corrected for the Suess effect and the CO_2 increase pressure (PIN). B) $\delta^{18}O$ series. The L20 is represented by the green line, the HM1, by the blue line and DA1, by the red line.

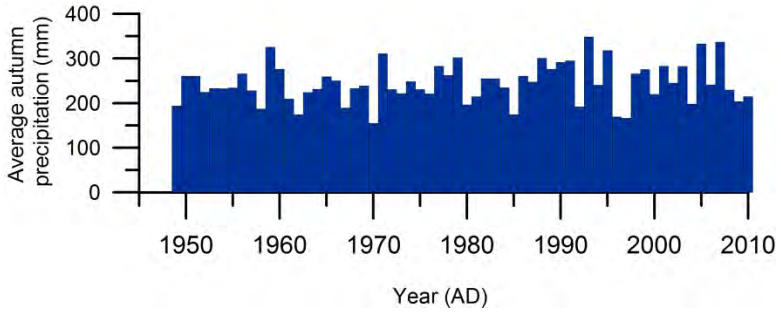


Figure S3: Average of the total autumn precipitation (September to November) for the Schefferville, Wabush lake and Nitchequon climatic series.

CHAPITRE 6. Article III - A millennial summer temperature reconstruction for north eastern Canada using oxygen isotopes in subfossil trees

Auteurs

Cet article a été écrit par Maud Naulier, Martine M. Savard, Christian Bégin, Fabio Gennaretti, Dominique Arseneault, Joëlle Marion, Antoine Nicault et Yves Bégin.

Résumé

Les reconstitutions climatiques pour le nord-est du Canada sont rares à tel point que cette région est sous-représentée dans les reconstitutions globales des températures. Pour combler ce manque de connaissances fondamentales et identifier les processus influençant la variabilité du climat, cette étude présente la première reconstitution des températures estivales pour le nord-est du Canada basée sur une série isotopique d'oxygène ($\delta^{18}O$) millénaire provenant des cernes d'arbre. Dans ce but, nous avons sélectionné 230 segments subfossiles bien préservés sur le fond d'un lac boréal et cinq arbres vivants sur le bord du lac. La méthode d'échantillonnage a permis d'obtenir une série $\delta^{18}O$ à résolution annuelle avec un taux de réplication de cinq arbres par année. La température maximale des mois de juin à août du dernier millénaire a été reconstruite en utilisant les relations statistiques entre les données de l'unité de recherche climatique (CRU TS3.1) et de $\delta^{18}O$. La série millénaire résultante est marquée par les périodes bien définies de l'anomalie chaude médiévale (AD 1000-1250), du petit âge glaciaire (AD 1450-1880) et de la période moderne (AD 1950-2000), avec une tendance générale au refroidissement de -0.6°C/millénaire. Ces tendances climatiques sont en accord avec des reconstitutions de régions proches (Arctique, Baie de Baffin) et de régions plus éloignées comme les rocheuses Canadiennes ou la Fennoscandie. Notre reconstitution des températures indique clairement que la période médiévale a été plus chaude que la période moderne, qui apparait relativement froide dans le contexte des derniers 1000 ans. Cependant, l'augmentation des températures durant les trois dernières décennies correspond à un des réchauffements les plus rapides du dernier millénaire (+1.9°C entre 1970 et 2000). Une conclusion clé supplémentaire de cette recherche est que les refroidissements les plus importants semblent être influencés par les activités

solaires et que l'une des périodes les plus froides s'est produite quand un minima solaire (Dalton) était en phase avec des éruptions volcaniques successives. Notre étude fournit une nouvelle perspective en démêlant les mécanismes clés qui contrôlent les changements de climat passé du nord-est du Canada.

Contribution des auteurs et des intervenants

La sélection des tiges subfossiles et leur datation ont été effectuées par le Dr. Fabio Gennaretti à l'UQAR dans les laboratoires du Dr. Dominique Arseneault. L'interprétation des résultats et l'écriture de l'article ont été réalisées par Maud Naulier. Les étapes de traitement des données ont été revues et suivies par Joëlle Marion et Antoine Nicault et Dominique Arseneault. Toutes les étapes mentionnées ont été supervisées par le Dre Savard et le Dr. Bégin. Tous les coauteurs ont activement révisé et commenté l'article.

Journal

L'article a été soumis au journal Climate of the past.

A millennial summer temperature reconstruction for north eastern Canada using oxygen isotopes in subfossil trees

M. Naulier[1], M.M. Savard[2], C. Bégin[2], F. Gennaretti[4], D. Arseneault[4], J. Marion[2], A. Nicault[3], Y. Bégin[1]

[1] Institut national de la recherche scientifique-ETE, 490 rue de la Couronne, QC, G1K9A9, Canada
[2] Geological Survey of Canada, Natural Resources Canada, 490 rue de la Couronne, QC, G1K9A9, Canada
[3] Aix-Marseille University, ECCOREV (FR-3098), Europôle Méditerranéen de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix-en-Provence cedex 4, France
[4] Université du Québec à Rimouski, 300 allée des Ursulines, Rimouski, G5L3A1, Canada

Abstract

Climatic reconstructions for north-eastern Canada are scarce such that this area is under-represented in global temperature reconstructions. To fill this lack of knowledge and identify the most important processes influencing climate variability, this study presents the first summer temperature reconstruction for eastern Canada based on a millennial oxygen isotopic series ($\delta^{18}O$) from tree rings. For this purpose, we selected 230 well-preserved subfossil stems from the bottom of a boreal lake and five living trees on the lakeshore. The sampling method permitted an annually resolved $\delta^{18}O$ series with a replication of five trees per year. The June to August maximal temperature of the last millennium has been reconstructed using the statistical relation between Climatic Research Unit (CRU TS3.1) and $\delta^{18}O$ data. The resulting millennial series is marked by the well-defined Medieval Warm Anomaly (AD 1000-1250), the Little Ice Age (AD 1450-1880) and the modern period (AD 1950-2010), and an overall average cooling trend of -0.6°C/millennium. These climatic periods and climatic low frequency trends are in agreement with the only reconstruction available for northeastern Canada and others from nearby regions (Arctic, Baffin Bay) as well as some remote regions like the Canadian Rockies or Fennoscandia. Our temperature reconstruction clearly indicates that the Medieval Warm Anomaly has been warmer than the modern period, which is relatively cold in the context of the last 1000 years. However, the temperature increase during the last three decades is one of the fastest warming observed over the last millennium (+1.9°C between 1970-2000). An additional key finding of this research is that the coldest episodes mainly coincide with low solar activities and the extremely cold period of the early 19th century has occurred when a solar minimum was in phase with successive intense volcanic eruptions. Our study provides a new perspective unraveling key mechanisms that controlled the past climate shifts in north-eastern Canada.

Keywords: oxygen isotopes, climate, volcanism, solar forcing, tree ring

6.1 Introduction

The recently published work of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC AR5, 2013; PAGES 2K consortium, 2013) has shown that north-eastern Canada is poorly represented among existing millennial temperature reconstructions in the northern hemisphere. For this reason, a better knowledge of regional past climate variations registered in natural archives is needed. The use of natural archives such as trees, sediment or pollen has permitted the reconstruction of temperature variability at regional, hemispheric and global scales for the past millennium (Hegerl *et al.,* 2007; Mann *et al.,* 2009; Moberg *et al.,* 2005; PAGES 2k consortium, 2013). Although some studies have documented past climatic conditions in northern Canada (Moore *et al.,* 2001; Thomas and Briner, 2009; Luckman and Wilson, 2005; Edwards *et al.,* 2008; Viau and Gajewski, 2009; Gajewski and Atkinson, 2003), only one annually-resolved millennial temperature reconstruction based on tree-ring widths exists for eastern Canada (Gennaretti *et al.,* 2014; summer temperature reconstruction for Eastern Canada, STREC), but none has been based on the isotopic approach. Consequently, obtaining millennial-long, high-resolution temperature reconstructions from additional proxies in north-eastern Canada is important to increase our knowledge of the past climate, and better understand the mechanisms of climate change.

Tree-ring isotope series present the advantage that they generally do not need to be detrended; they retain climatic low frequency variations, and require fewer trees compared to classical dendrological methods (Loader *et al.,* 2013; Robertson *et al.,* 1997; Young *et al.,* 2010). Moreover, oxygen ($\delta^{18}O$) and carbon ($\delta^{13}C$) series have proven their suitability for reconstructing past summer temperatures (Porter *et al.,* 2013; Luckman and Wilson, 2005; Barber *et al.,* 2004; Anchukaitis *et al.,* 2012). Whereas $\delta^{13}C$ series have often been used for long climatic reconstructions, only a few studies have used long $\delta^{18}O$ series (Edwards *et al.,* 2008; Richter *et al.,* 2008; Treydte *et al.,* 2006; Wang *et al.,* 2013). A previous study has already proven that $\delta^{18}O$ is the most suitable isotopic proxy for summer temperature reconstruction in our study region (Naulier *et al.,* 2014; Naulier *et al.,* submitted).

In northern Canada, most tree species rarely live more than 300 years (Arseneault *et al.,* 2013). In such regions where old trees are missing, isotopic chronologies can be extended by combining living specimens with subfossil trees preserved in lakes (Boettger *et al.,* 2003; Gagen *et al.,* 2012; Mayr *et al.,* 2003; Savard *et al.,* 2012), and cross-dating stems to determine subfossil tree ages (Arseneault *et al.,* 2013). For the purpose of paleoclimate studies, subfossil stems can be easily extracted and collected from large stocks of drowned subfossil logs in lakes and can be associated with specific edaphic contexts as most specimens are not redistributed in lakes (Gennaretti *et al.,* 2014a).

After cross-dating, the development of a robust millennial, isotopic chronology from the combination of living and subfossil stems involves replicating specimens in order to retain the climate variability of the study site (Haupt *et al.,* 2014; Loader *et al.,* 2013a). However, the amount of material available is often a constraint because of the short lifespans of trees, the difficulty to separate single and thin rings and obtaining enough cellulose for isotopic analysis (Loader *et al.,* 2013b; Boettger and Friedrich, 2009). To overcome these problems, different pooling methods have been developed such as inter-tree pooling (McCarroll and Loader, 2004; Dorado Liñán *et al.,* 2011), serial pooling of consecutive tree rings within an individual tree (Boettger and Friedrich, 2009), and the "offset-pool plus join-point method" (Gagen *et al.,* 2012). This last method has permitted constructing a millennial $\delta^{13}C$ series with annual resolution and high replication, while reducing the sampling efforts and laboratory analyses (Gagen *et al.,* 2012). Moreover, a statistical analysis of this method has confirmed its robustness and possible application for the production of millennial $\delta^{18}O$ series (Haupt *et al.,* 2014).

The present study aims to produce a new paleoclimatic data set based on tree-ring $\delta^{18}O$ series covering the last millennium in northeastern North America. For this purpose, we develop a 1010-years long $\delta^{18}O$ series using a combination of living trees and submerged subfossil stems from one site, and reconstruct the summer maximal temperature. We analyze the main characteristics of the climatic series and evaluate its robustness by comparison with other reconstructed temperature series. Finally, we explore the potential impact of natural forcing (solar radiation and volcanic eruptions) on past climatic variability in north-eastern Canada.

6.2 Materials and methods

6.2.1 Study area

The study site is located at the center of the Quebec-Labrador peninsula in north-eastern Canada (Figure 28). This area is part of the Precambrian Canadian Shield, mainly constituted of granitic and gneissic rocks. The landscape is characterized by a low altitude plateau (400-600 m), with abundant lakes and wetlands (Dyke *et al.,* 1989). Forests of the area are dominated by black spruce (*Picea mariana* (Mill.) BSP) trees, developed as pure open lichen woodlands on well-drained sites, and spruce-moss woodlands in depressions. Balsam fir (*Abies balsamea* (L.) Mill.) and Tamarack (*Larix laricina* (Du Roi) Koch) also grow in this region. Wildfires are the most important natural disturbances with a rotation period estimated between 250 to 500 years (Boulanger *et al.,* 2012).

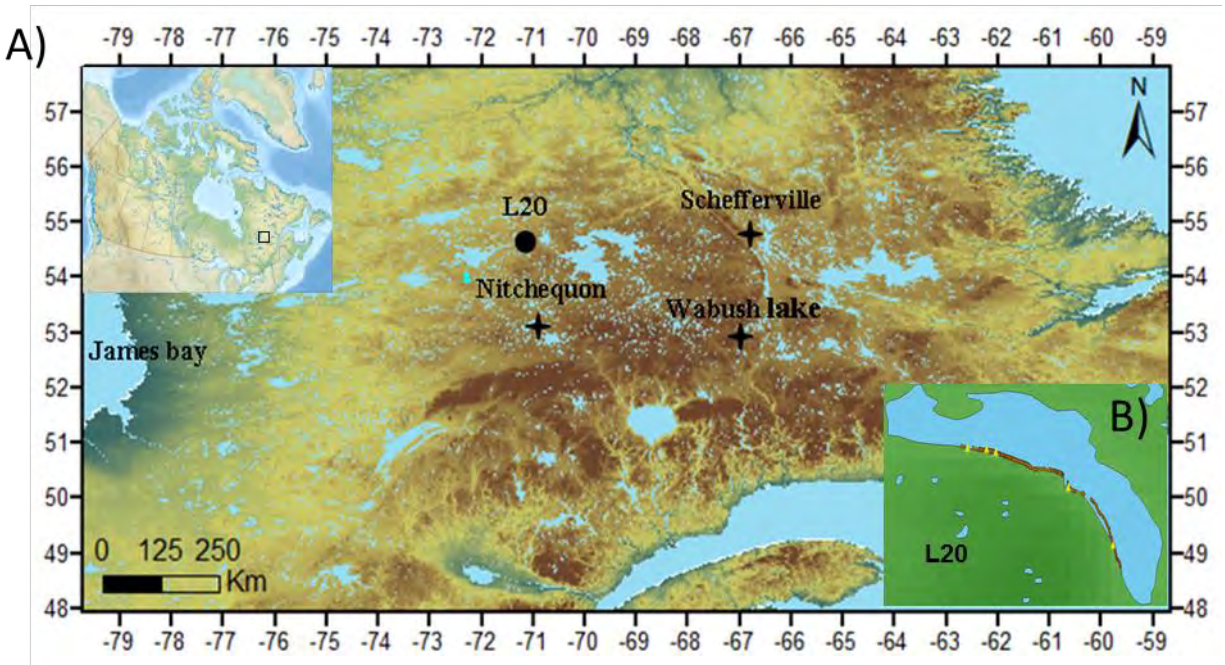


Figure 28. Site location and lake L20. A) Site location (black circle) and meteorological stations (black stars). B) Representation of lake L20, with distribution of sampling sites of subfossil stems (brown marks) and living trees (yellow marks).

The climate is continental and subarctic with short, mild summers and long, cold winters. Environment Canada data (Schefferville station) show that the 1949 to 2010 mean monthly temperature is -22.9°C in January and 13.3°C in July with a mean annual temperature of -3.9°C. Total annual precipitation averaged 640 mm with up to 60% falling in summer (June to September). The mean duration of the frost-free period is 75 days from mid-late June to mid-September. The lakes are generally frozen from mid-October to early June.

The selected lake (L20; 54°56'31'' N; 71°24'10'' W) is part of the large network of lakes sampled by our group (Arseneault *et al.,* 2013; Gennaretti *et al.,* 2014a; Gennaretti *et al.,* 2014b). Ecological and morphological criteria have been developed to identify lakes that present the best potential for millennial-long climatic reconstructions (well-preserved subfossil trees) and large stocks of subfossil logs. These lakes are typified by an abrupt lake/forest transition, as well as log accumulation in the lower littoral zone away from ice erosion and waves (Arseneault *et al.,* 2013, Gennaretti *et al.,* 2014a, Gennaretti *et al.,* 2014c). Lake L20 has an altitude of 483 m and an area of 35.1 ha. It is bordered by open spruce-moss with lichen woodlands growing on well-drained podzolic soil and regular slope. The last severe wildfire occurred at about AD 1590 along the southern section of the studied shore segment and more than 1200 years ago along the northern section (Gennaretti *et al.,* 2014c).

6.2.2 Tree stem selection and sampling strategy

We recently demonstrated that isotopic series from different heights along lakeshore trees provide similar isotopic trends, and indicated that the combination of lakeshore black spruce trees with subfossil stem segments does not introduce artefacts in long $\delta^{18}O$ series, thus permitting their combination for climatic reconstruction (Naulier *et al.,* 2014). In the present study, subfossil stems were selected from a large collection of 586 cross-dated specimens from lake L20, also used in the STREC reconstruction (Gennaretti *et al.,*2014b), based on their excellent degree of preservation (Savard *et al.,* 2012), relatively large ring width (>0.2 mm) and their life span. The development of a millennial isotopic series requires choosing an appropriate method to preserve both high and low climate frequencies, while limiting analytical efforts. We decided to adapt the "offset-pool plus join-point method" (Gagen *et al.,* 2012) in order to obtain an annual resolution with a replication of five trees for each year.

According to this sampling method, one cohort is made by selecting segments from five contemporaneous trees such that each cohort overlaps the next one over five years. In our case, five living trees were selected to construct a modern cohort (CV; AD 1860-2006) and 60 well-preserved subfossil stems from the lake floor were used to produce 12 subfossil cohorts (C0 to C11; AD 997-1956; Figure 29). Overall, our cohorts cover between 59 and 111-years and the complete suite of cohorts extends from AD 997 to 2006. Additionally, within every cohort, each tree was divided into five-year blocks which were offset by one year among trees. As a consequence, the $\delta^{18}O$ value obtained for a specific year is the mean of the isotopic results from five trees, which represents a triangular centralized nine-year moving average.

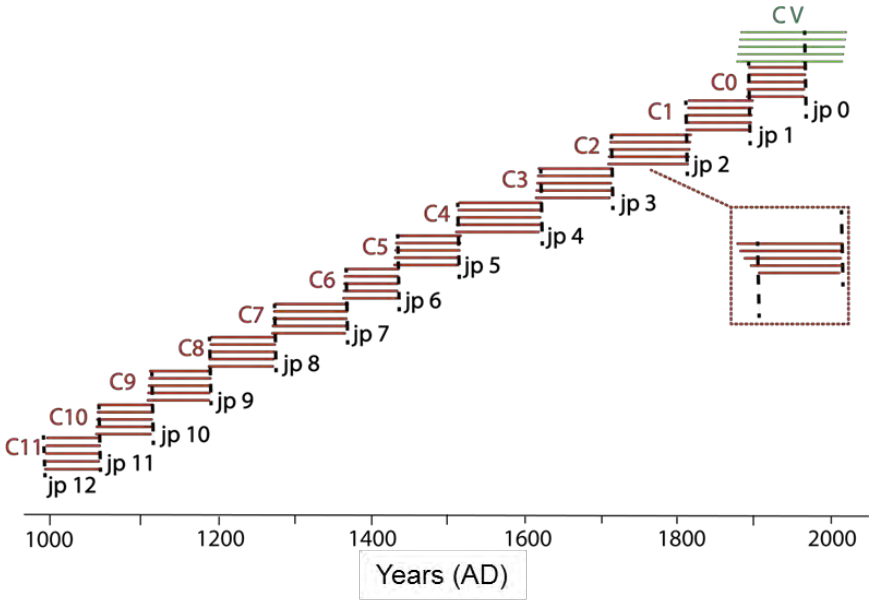


Figure 29. Illustration of the sampling strategy. From year 1000 to 2006, cohorts are represented in red for subfossil stem segments (C0-C11), and in green for living trees (CV). The join points are in black on the overlapping periods (JP0 to JP12).

6.2.3 Laboratory treatment

We extracted α-cellulose sub-samples according to a standard protocol modified for small samples at the Delta-lab of the Geological Survey of Canada (Green, 1963; Savard *et al.,* 2012). The extracted α-cellulose was dried at 55°C for 12 hours and sub-samples analyzed using peripherals on-line with gas-source isotope ratio mass spectrometers (IRMS). All material was analyzed for $\delta^{18}O$ values with a pyrolysis-CF-IRMS (Delta plus XL). The analytical accuracy of this instrument was 0.2‰ (1σ), as established by using international standards (IAEA-SO-6 and IAEA-NBS-127). All $\delta^{18}O$ measures are reported in permil (‰) relative to the Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW). A total of 2192 analyses were produced, with, in addition, 24% of all samples retreated and analyzed to determine the external precision (reproducibility) of the complete procedure (0.2‰, 1σ).

6.2.4 Cohort corrections and climatic reconstruction

When a long isotopic series is produced from trees coming from a random assemblage, joining two successive cohorts may be difficult due to the existence of isotopic offsets between cohorts. An approach to overcome this problem is to use the mean of $\delta^{18}O$ values coming from several tree segments from the overlap period between two successive cohorts which permits to estimate a correction factor for the offset (Gagen *et al.,* 2012). In the present study, the construction of the millennial $\delta^{18}O$ series required such an adjustment for some cohorts. We have adopted the “join-point method” proposed by Gagen *et al.* (2012). A join-point (hereafter JP), corresponds to the mean results of 5-years blocks from several trees overlapping between two cohorts. We have used all available dated trees (between 10 and 24) to produce the required join points (JP 0 to JP 11), and verified several methods to correct for the offsets between cohorts. Hence, every cohort has been corrected by adding the linear regression calculated between the $\delta^{18}O$ values of its two ends.

The integrity of the isotopic signal has been verified elsewhere (Naulier, 2014b). The $\delta^{18}O$ values of lignin and cellulose have been analyzed for three contrasted climatic periods of the millennium (AD. 1141-1164, 1741-1761 and 1886-1909), as detected in previous studies (e.g. Savard *et al.,* 2012). The cellulose isotopic integrity of the subfossil stems has been confirmed by the similarity of the Δ values between living trees and subfossil stems for the 1886-1909 period. In addition, the departure between the $\delta^{18}O$ values of lignin and cellulose ($\Delta=\delta^{18}O_{cellulose}-\delta^{18}O_{lignin}$) exhibit no temporal trend.

In previous studies, we have analyzed the relationships between $\delta^{18}O$ series of five living trees and various climatic parameters (temperature, precipitation, vapor pressure deficit, etc). We have established that $\delta^{18}O$ series of black spruce stems sampled at an annual resolution from boreal lakeshore were significantly correlated with June-August (JJA) maximal temperature (Tmax; r=0.54). We have also determined by statistical analysis (Buishand test, Buishand, 1982) that the summers became warmer after 1975 and that the growing season duration and degree-days have increased importantly during the last decade (2000-2010). Moreover, we have demonstrated that during this decade the growing season started sooner and finished later than before, changing the relationship between JJA maximal temperature and $\delta^{18}O$ series (divergence). In other words, this JJA Tmax and $\delta^{18}O$ series relation is stable and strong between 1930 and 2000(r_{mean}= 0.54; 1930-2000), but not after (AD 2000-2010; Naulier *et al.,* 2014; Naulier *et al.,* accepted). Therefore, in the present study, we excluded the last decade (divergent years) when calibrating the $\delta^{18}O$ series on temperature data which is assumed to be non-representative of the temperature variation over the last century. The $\delta^{18}O$ series of subfossil cohorts are filtered on 9 years; we have made the choice to pass a 9-years centered-filter on the JJA maximal temperature CRU TS 3.1 in order to use series all treated in the same way for the reconstruction.

In a first step, a simple linear regression and a linear-scaling model were calibrated over the entire 1930-2000 period with climatic data. Climate data from the 1900-1929 period were excluded because no meteorological station was then operating at less than 300 km from the study site. The climatic series was separated into two equal periods (AD 1930-1970 and 1971-2000; Table 1) in order to test the robustness of the two calibration models, using the non-first-differenced reduction of error (RE), the coefficient of error (CE), the raw mean squared error (RMSE) and the coefficient of determination (r^2). The linear regression and the linear-scaling calibration procedures resulted in somewhat different temperature reconstructions of similar robustness with similar RE, CE, r^2 and RMSE coefficients. In both cases, the model residuals satisfy the standard linear regression assumptions of normality,

variance and autocorrelation (not shown), but cannot reproduce all attributes of the measured data. We therefore tested the possibility of averaging the two model results, and this option gave the best reproduction of the measured Tmax. Consequently, we averaged results from the two reconstructions in order to obtain one robust reconstruction (Table 9).

Tableau 9 Calibration and verification statistics using maximal temperature series from CRU TS3.1.

	Calibrations		
	1930-1970 Linear scaling/ simple linear regression	**1971-2000** Linear scaling/ simple linear regression	**1930-2000** Linear scaling/ simple linear regression
Average °C± SD	**15.9 ± 0.3**	**16.4 ± 0.4**	**16.1 ± 0.4**
R^2 calibration	**0.27/ 0.43**	**0.84/ 0.88**	**0.62/ 0.65**
R^2 verification	**0.85/ 0.88**	**0.27/ 0.42**	
RMSE verification, °C	**0.14/ 0.29**	**0.34/ 0.33**	**0.27/ 0.25**
RMSE calibration, °C	**0.33/ 0.26**	**0.15/ 0.13**	
RE	**0.94/ 0.19**	**0.64/ 0.06**	**0.57/ 0.63**
CE	**0.84/ 0.05**	**-0.02/ 0.20**	**0.57/ 0.63**

SD is the standard deviation, R^2 is the coefficient of determination (R squared), RMSE the raw mean squared error, RE the reduction of error and CE the coefficient of error.

Then, i-STREC was compared to the only other regional temperature reconstruction (STREC; Gennaretti *et al.,* 2014), which is built from ring width data from 6 lakes, including our site, and with reconstructions based on tree rings from another boreal region (Fennoscandia, Helama *et al.,* 2002; Figure 32). We also compared i-STREC with independent temperature reconstructions based on other natural archives from North America and the Arctic region (Thomas and Briner, 2009; Kobashi *et al.,* 2011; Luckman and Wilson, 2005; Vinther *et al.,* 2009, Figure 32). Most published reconstructions are based on mean temperatures, except our reconstruction and the one from the Canadian Rockies, which are based on summer maximal temperatures. The influence of climatic forcings was evaluated through the comparison of i-STREC with time series of sulfate emission from volcanic origin (Crowley

et al., 2012) and solar radiation series (Bard *et al.,* 2003; Figure 33). The durations of the solar minima have been determined according to existing estimations of solar radiation (e.g., Bard *et al.,* 2003).

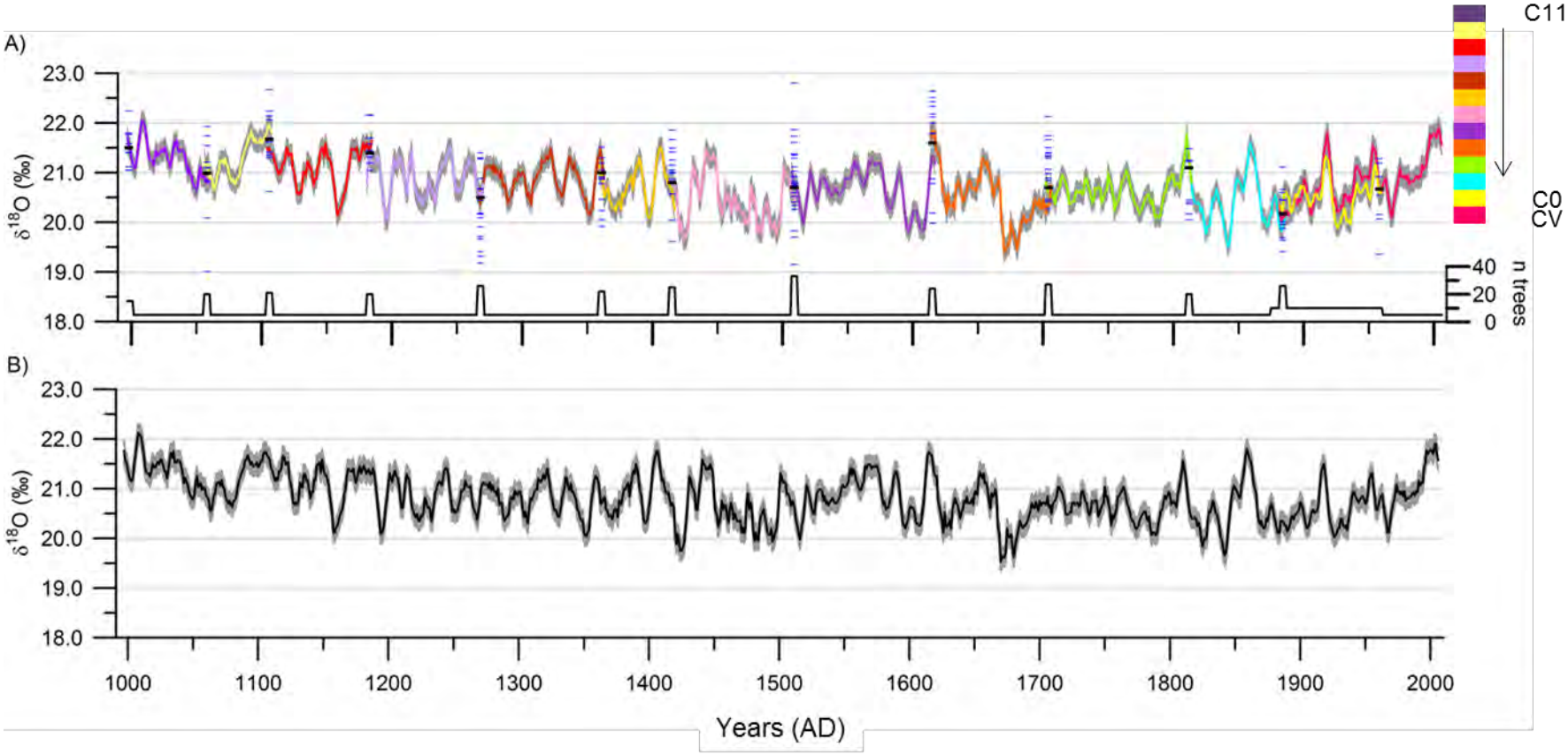
6.3 Results and discussion

6.3.1 Development of $\delta^{18}O$ chronology

As the purpose of the reconstruction was to identify contrasted periods and important temperature changes over the last millennium, the choice of the sampling method proposed by Boettger *et al.* (2009) was relevant because it allows for reconstruction of climatic parameters at an annual resolution with a replication of five trees per year. The range of $\delta^{18}O$ values of trees is between 19.5 and 22.0‰, and the largest $\delta^{18}O$ differences among trees within a junction is obtained for JP5 (3.8‰; Figure 30A). This large inter-tree variability can be explained by a combination of causes, including various growing locations along the lakeshore which influence their water supply, and inter-tree metabolic variability (0.5‰ in Naulier *et al.,* 2014). Such variability confirms the need to take a large number of trees for a millennial reconstruction in order to capture the site signal (Loader *et al.,* 2013a).

The $\delta^{18}O$ values at intersections between two successive cohorts and of the JP $\delta^{18}O$ means are surprisingly matching in most cases (except at the C8/C9 and C3/C4 junctions; Figure 30). These observations suggest that offset correction between cohorts is not always necessary. However, we have determined that a modification of the JP adjustment procedure published by Gagen *et al.* (2012) would optimize the correction while conserving the isotopic variability and trends over the millennium (Naulier, 2014b). Hence, we have used the mean of $\delta^{18}O$ values of JP from overlapping cohorts to calculate the required adjustment, this mean being considered as “the adjustment value”. Correcting cohort $\delta^{18}O$ series with this method increases the number of trees considered (20 to 33 trees instead of 10 to 23 trees if only JP are used).

After correction, the mean of the millennial $\delta^{18}O$ series is 20.8‰. The strong correlation between the $\delta^{18}O$ series of living trees and subfossil stems (r^2=0.70) over their overlapping period (1860-1956) confirms the isotopic integrity of the subfossil stems, and ensures that the climatic reconstruction can be performed over the rest of the millennial $\delta^{18}O$ series.



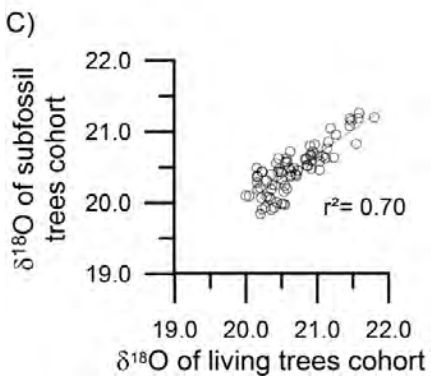


Figure 30. A) Millennial raw $\delta^{18}O$ series (1000-2010) with subfossil segment cohorts (cohorts C0 to C11; illustrated with different colors), living tree cohort (CV; dark pink curve), and join points (blue dash), the adjustment means (black dash) and the number of tree segments used per year (straight black line). The grey envelop represents the analytical error (0.2‰). The legend shows the correspondence between the colours curves and cohorts. B) Millennial $\delta^{18}O$ series (black line) with standard deviation (grey lines) chronology. C) Comparison between $\delta^{18}O$ values of living trees and subfossil stem segments over the common time interval (1860-1956).

6.3.2 Model validation and millennial climatic reconstruction

6.3.2.1 Model validation

We have compared two methods of sampling and production of the ring series from living trees prior to calibration: (1) separation at an annual resolution without pooling (e.g., Haupt *et al.,* 2013); and (2) sampling with the cohort approach. We have found that the second was best suited because it slightly improved the correlation between $\delta^{18}O$ series and maximal temperatures (r^2=0.64 vs 0.54 with annual resolution), and it allows using $\delta^{18}O$ series compatible with the one used for the millennial subfossil series (9-years moving average). Consequently, the $\delta^{18}O$ series of the living-tree cohort (CV) was used to calibrate the model and to provide a robust reconstruction as it show a strong correlation with the new CRU series (r^2=0.64) for the entire calibration period (1930-2000), which confirmed that the reconstruction of past temperature with the average $\delta^{18}O$ series is suitable (Figure 31A). The RMSE is 0.26, with a RE and a CE of 0.60. These statistical results confirm that the summer temperature reconstructed based on $\delta^{18}O$ values (i-STREC) are representative of the natural variability that existed in north-eastern Canada.

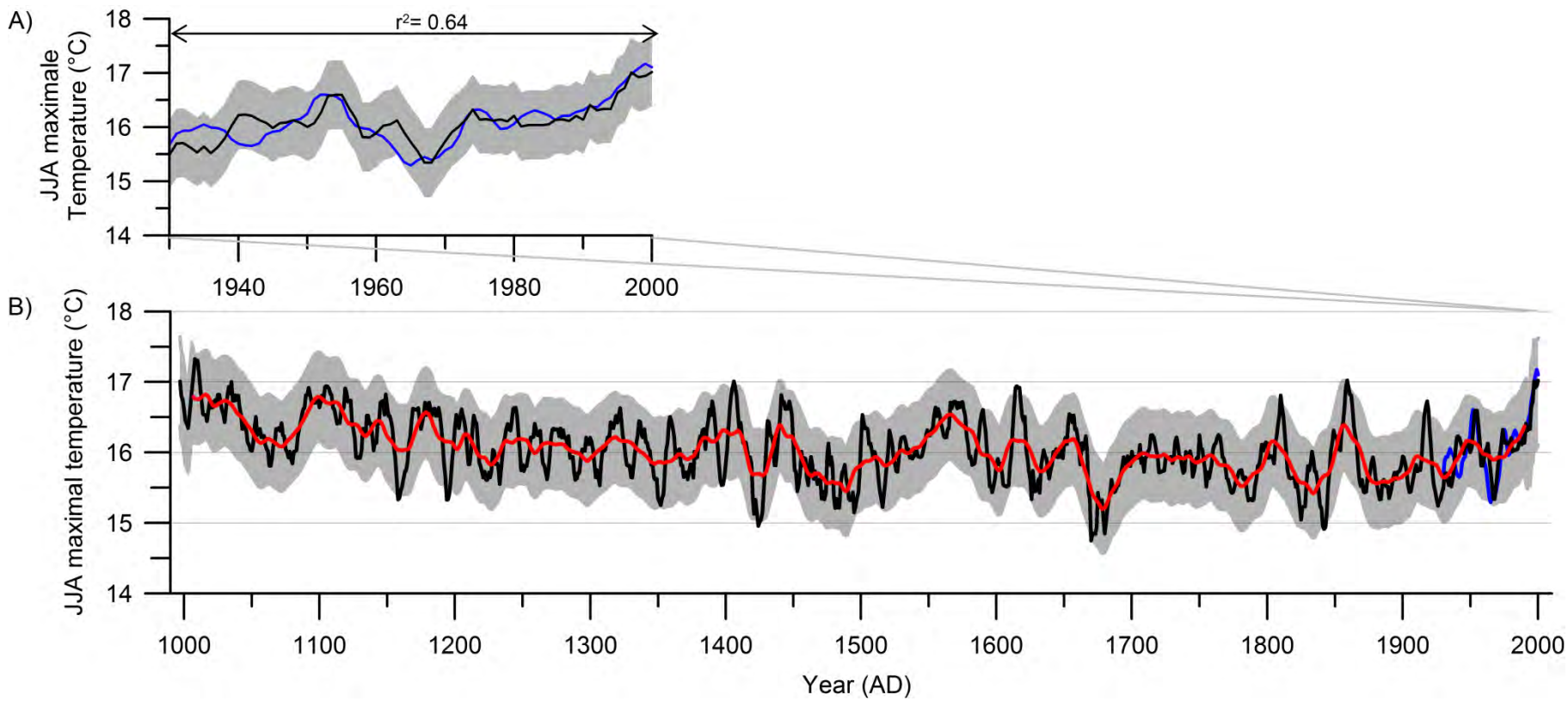


Figure 31. A) Comparison between reconstructed (i-STREC, black line) and observed (blue line) JJA maximal temperature and mean square values on the entire period of calibration. B) i-STREC (black line) with 21-year moving average (red line) and observed JJA maximal temperature series from CRU TS3.1 (blue line). In both cases, the dark grey shading represents uncertainty with ±1 RMSE calculated on the 21-year filter values.

6.3.2.2 Millennial temperature trends in north-eastern Canada

The i-STREC shows a 0.6°C decrease of maximum summer temperature over the past millennium (Figure 31B), whereas a millennial 0.2°C cooling is roughly estimated for the mean temperature of northern hemisphere (PAGES 2k consortium, 2013). However, our local temperature decrease is in the same order of magnitude as the decrease of summer-months mean temperature reconstructed using pollen in the North American tundra (Viau *et al.,* 2012), and in northern regions of high latitudes (sediment, tree-ring widths, ice core in Kaufman *et al.,* 2009 and tree-ring widths in Esper *et al.,* 2012). This temperature decline over the last millennium is generally attributed to orbital forcing (PAGES 2k consortium, 2013).

The reconstruction suggests that the maximum summer temperature has varied from a maximum of 17.3°C around AD 1008-1010 to a minimum of 14.8°C around AD 1670-1674. The twentieth century was generally cold (mean of 16°C) with an abrupt warming trend during the last three decades (+0.2°C/10 years between AD 1900-1980 and +0.8°C/decade between AD 1980-2010; CRU TS 3.1 data; Figure 31B). Furthermore, two major climatic episodes were also revealed by i-STREC: a warm period during the eleventh and twelfth centuries (mean of 16.5°C) and a cold period from the early fifteenth to the end of the nineteenth centuries (mean of 15.8°C; Figure 31). These periods are in agreement with the general knowledge of the temperature trends observed globally for the last millennium and correspond to, the Medieval Warm Anomaly (MWA) and the Little Ice Age (LIA), respectively (IPCC 2013, PAGES 2k consortium, 2013). Based on i-STREC data, we associate these two climatic episodes to the ~ AD 1000-1250 and ~ AD 1450-1880 time periods, respectively.

6.3.2.3 Evidences of contrasted climatic periods

The high summer temperatures of the 11th century (AD ~ 997-1250; Figure 31B) coincide with peaks previously observed in our study area based on tree-ring width (Gennaretti *et al.,* 2014b; STREC), as well as in Greenland ice cores (Kobashi *et al.,* 2011; Vinther *et al.,* 2009), tree-ring series from the Canadian Rockies (Luckman and Wilson, 2005) and Fennoscandia (Helama *et al.,* 2002; Figure 32), and large-scale reconstructions (Mann *et al.,* 2009, Ljungqvist *et al.,* 2012, Kaufman *et al.,* 2009, Trouet *et al.,* 2013). Several hypotheses on the forcing of this warm anomaly have been proposed, including a prolonged tendency towards a positive-phase of the North Atlantic Oscillation (NAO; Trouet *et al.,* 2009; Trouet *et al.,* 2012) or a synchronicity between La Niña phase and a warm

phase in the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO; Feng *et al.,* 2011; Mann *et al.,* 2009). In northeastern Canada, the NAO has an important impact on winter temperatures but not for summer (Hurrell *et al.,* 2003). In contrast, the AMO influences spring and summer temperatures (Fortin and Lamoureux, 2009) and is partly responsible for the recent sea surface temperature warming of north-eastern Canada (Ding *et al.,* 2014). Thus, a warm phase of AMO during the MWA could have caused the warm period observed in our study area. The MWA has been widely studied for its similarities with the modern warming period, even if the causes that triggered these periods are different (i.e., Landrum *et al.,* 2013).

Following the MWA, i-STREC emphasize a cold period between ~ AD 1450 and 1880, which can be attributed to the Little Ice Age (LIA; Figure 31B). It is worth noting that a short warming phase occurred between 1510 and 1590 (Figure 31B). Such warm phase also occurred at the eastern Canadian treeline and included the expansion of upright tree growth forms in lichen-spruce woodland (Payette *et al.,* 1989). Overall, the LIA is recorded in several Northern hemisphere temperature reconstructions based on various proxies, even if its length vary among regions (PAGES 2k consortium, 2013). At the hemispheric scale, the LIA is a well-documented cool period (Moberg *et al.,* 2005; Mann *et al.,* 2009; Hegerl *et al.,* 2007), and several causes may have concurred to trigger its occurrence, including a succession of strong volcanic eruptions (Crowley, 2000; Miller *et al.,* 2012, Gennaretti *et al.,* 2014b), millennial orbital cooling (Kaufman *et al.,* 2009; Esper *et al.,* 2012), and low solar radiation (Bard *et al.,* 1997).

In the present study, we compared the i-STREC mean of maximal summer temperatures for MWA (1000-1250), LIA (1350-1850) and the modern period (1950-2000 as defined in IPCC, 2014) and found that the MWA was warmer than the modern period (+0.2°C) and LIA (+0.4°C) in our study area. These results contrast somewhat with Northern hemisphere temperature reconstructions that have determined that the mean annual temperature of the modern period was the warmest in northern Canada (Mann *et al.,* 2009; Ljungqvist *et al.,* 2012). Indeed, the data available for these hemispheric reconstructions in the last IPCC report are scarce for north-eastern Canada (Viau *et al.,* 2012). Clearly, both the i-STREC and STREC (Gennaretti *et al.,* 2014) results indicate that the MWA in northeastern Canada has been the warmest period of the last millennium (Figure 32). Moreover, both i-STREC and STREC show that the last century was relatively cold relative to the preceding periods. However, summer temperatures in this area have significantly increased during the last three decades and this warming (+1.9°C between 1970-2000) is one of the fastest observed over the last millennium. In all cases, the LIA in i-STREC has been colder than the modern warm period (-0.3°C) and MWA (-0.4°C).

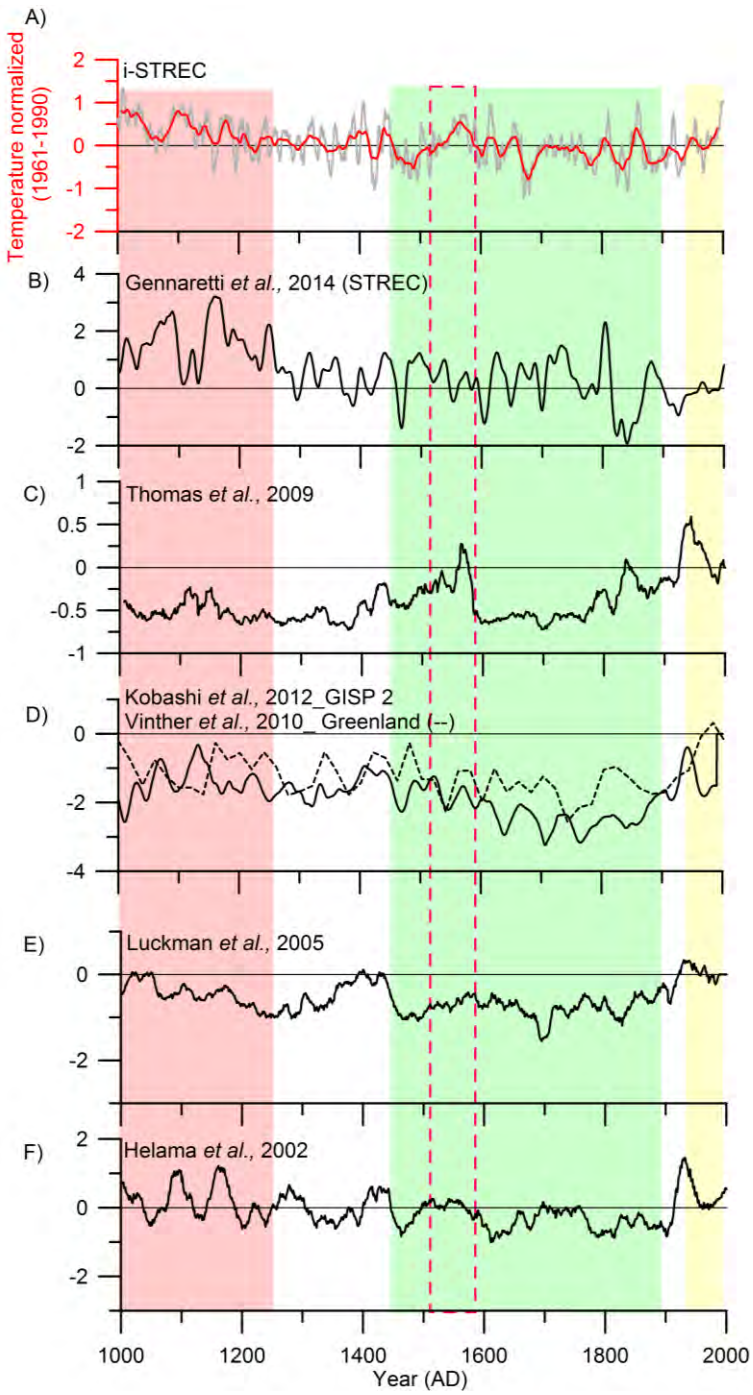


Figure 32. Comparison between i-STREC and other temperature reconstructions (data obtained from NOAA). (A) i-STREC from in north-eastern Canada. B) STREC from tree-ring width, in the same region. C) July-September temperature from varved sediments, Baffin Island, Arctic Canada. D) annual surface temperature from GISP 2 ice core, in Greenland. E) May-August maximum temperature from maximum latewood density and tree-ring width, Canadian Rockies. F) July temperature from tree-ring width, northern Finland. Shading based on i-STREC is shown to ease comparison with the other reconstructions compiled: warmer (pink, colder (green) and modern periods (yellow). All reconstructions have been smoothed with a 21-years filter and normalized (1960-1991).

6.3.2.4 Climatic forcings of the last millennium

Contrary to previous studies, our isotopic series do not emphasis an abrupt LIA onset in response to volcanic forcing such as the AD 1257 Samalas event (Lavigne *et al.,* 2013; Figure 33). Instead, our data suggest that solar radiation was the most influential forcing on Tmax changes in the studied region. Indeed, the most important cooling phases of i-STREC occurred during periods of low solar activity like the Oort (AD 1040-1080), Dalton (AD 1800-1850), Maunder (AD 1600-1650) and Spörer (AD 1410-1480) minima (Figure 33). Proposing that solar radiation represents an important control on temperature in north-eastern Canada is in agreement with the hypothesis that the solar forcing is important during the last millennium (AD 1000 to ~1900), except during the modern period (Breitenmoser *et al.,* 2012; Keller *et al.,* 2004), suggesting that recent anthropogenic impact is the main control at that time. Moreover, during the LIA, an important cooling phase (early XIXe) seems to be related to low solar radiation combined with successive volcanic eruptions (1809 unknown and 1815 Tambora), a combination which is also invoked in other paleoclimatic studies that have compared north hemispheric reconstruction with solar radiation series (e.g., Bard *et al.,* 2006; Breitenmoser *et al.,* 2012; Crowley *et al.,* 2000; Lean *et al.,* 1995; Shindell *et al.,* 2003). These studies shown that temperature changes was largely due to solar forcing alone during the first part of the last millennial, but this observation fails during the LIA.

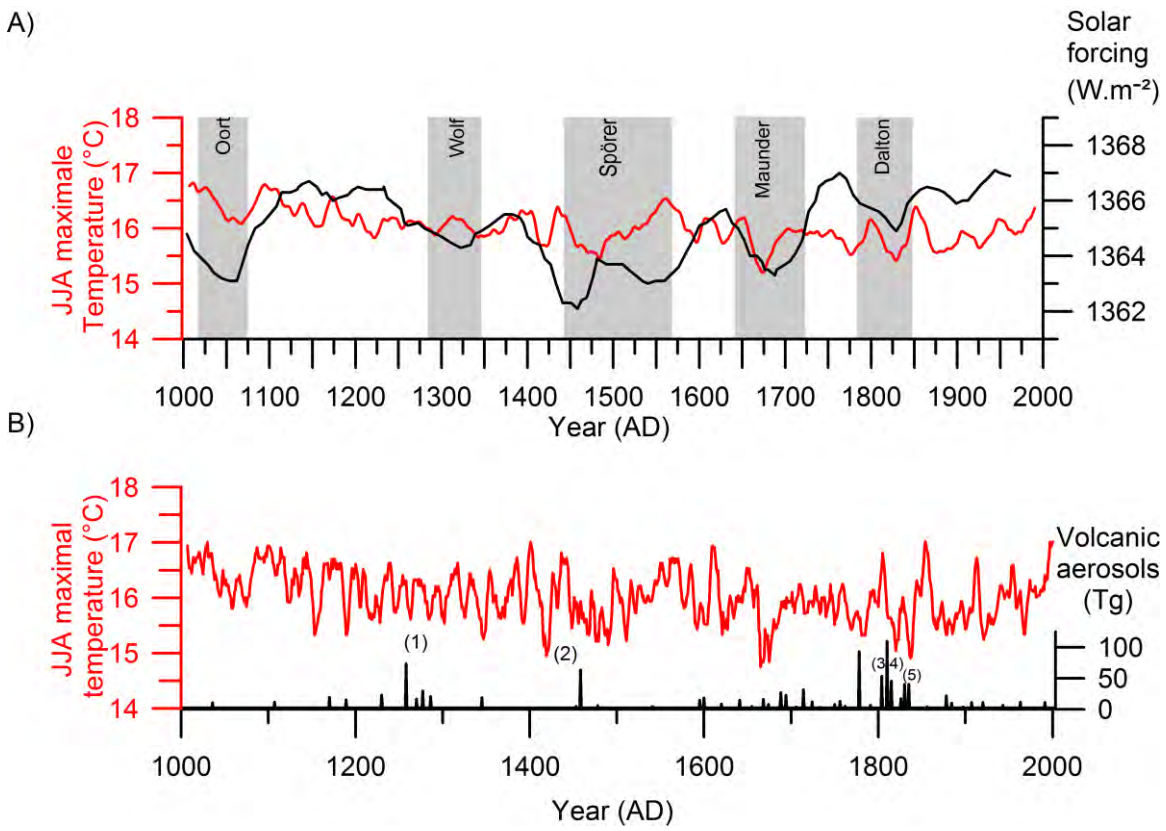


Figure 33. Volcanic and solar forcings. A) I-STREC (reconstructed summer temperature, 21-years smoothed; red line), compared with the well-known solar minima (grey bands) and the solar forcing series (black line; Bard *et al.,* 2003). B) I-STREC reconstructed summer temperature (red line) compared with the volcanic aerosols sulfates (Sigl *et al.,* 2013). The major eruptions are marked: (1) 1257/1258= Samalas, (2) 1456= Kuwae, (3) 1783= Laki, (4) 1809= unknown and 1815= Tambora and (5) 1835= Cosigüina).

The other temperature reconstruction produced for the studied region (STREC) contains a stronger volcanic signal than i-STREC (Gennaretti *et al.,* 2014b). Considering that the two reconstructions are statistically robust, we can assume that they both reflect real trends. In addition, calibrating STREC using the same approach than for i-STREC (i.e. calibration on maximum temperature over the 1930-2000 time period) indicates that methods cannot account for the main differences between the two reconstructions. Consequently, differences in thermal trends between i-STREC and STREC must be caused by their respective sensitivity to climatic triggers and control mechanisms, ring width and $\delta^{18}O$ values. The first important point to bear in mind is that temperature is the main control on changes in ring widths and $\delta^{18}O$ values, but not the only one. Consequently, other climatic parameters (i.e., precipitations, vapor pressure deficit; Naulier *et al.,* 2014) have also generated short and medium variations on the two series, creating an important “climatic noise” at high and medium frequencies,

possibly explaining the differences between the reconstructions. However, it is important to recall that the ring width and $\delta^{18}O$ series used to generate STREC and i-STREC display similar long-term climatic trends. This last point is quite important, considering that our main purpose was to identify long climatic tendencies over the last millennium in northeastern Canada.

The second important aspect to consider is that the temperature-linked processes responsible for the variations of ring widths and $\delta^{18}O$ values slightly differ. In the studied region, rings widths are directly influenced by photosynthetic rates, which generally increase with ambient temperatures. In addition, volcanic aerosols blocking light after a major volcanic eruption may also reduce ring growth concomitantly to reduced temperature, explaining the strong influence of major volcanic events on ring width. In contrast, one of the main control on the final tree-ring $\delta^{18}O$ values is the temperature prevailing regionally during cloud mass distillation, as registered in the raindrop signal and transferred to the source water in soils, then through the root system, to the tree. Moreover, the temperature effects on fractionation during distillation and precipitation (Rayleigh process) is not limited to a temperature range, and may record temperature lows that are not necessarily extreme such as those modulated by solar radiations. When strong volcanic events are combined with minimal solar radiations, the strong influence on regional temperature is also detected by $\delta^{18}O$ values of rain drops. These key differences in mechanisms controlling temperature recorded in ring widths and $\delta^{18}O$ values imply that the two proxies may emphasize forcings in a complementary fashion.

As a summary, it appears that ring widths or $\delta^{18}O$ series have strengths and weaknesses as proxy of past climatic conditions. However, the climatic data that can be extracted from the two series can generate complementary information, permitting to highlight several climatic forcings and identify the main regional control on past, present and future temperatures. Nevertheless, there are still needs for further understanding the differences between processes influencing isotopic assimilation and ring-width growth. Such information would be useful for future climatic reconstruction using a multi-indicator approach.

6.4 Conclusion

1. The cohort sampling method allows reconstructing climatic variability of medium and low frequencies by using fewer samples than other sampling methods, with a high temporal resolution and analytical replication. Our adjustment of the method of joining cohorts, the JP-adjustment method, permits the preservation of $\delta^{18}O$ variability between segments of trees without biasing the millennial $\delta^{18}O$ series.

2. The combination of two statistical models (linear scaling and simple linear regression) has permitted an adequate reproduction of the measured regional temperatures, and allowed reconstructing maximum temperature over the last millennium.

3. i-STREC is complementary to the only other reconstruction in the study region (STREC, which is based on tree-ring width). These two reconstructions should be combined within a multi-parameter approach to increase the proportions of variance explained.

5. I-STREC suggests that the main forcing at play during the last millennium was solar activity, but we remain cautious because we base this hypothesis solely on an apparent correlation at one site. Clearly, the coldest episodes in the L20 area all coincide with low solar radiation (Oort, Spörer, Maunder and Dalton), with the exception of an episode in the nineteenth century, during which low solar radiation (Dalton minima) were combined with two successive and strong volcanic eruptions (unknowm 1809 and Tambora 1815 eruptions).

6. Overall, i-STREC shows that the Medieval Warm Anomaly (997-1250; MWA) was the warmest period of the last millennium in the study region. However, the sudden and rapid temperature increase during the last three decades is one of the fastest over the last millennium (+1.9°C between 1970 and 2000) and if this rapid warming rate persists, the future climate in northeastern Canada may become an issue of concern.

Acknowledgments

The authors would like to thank Anna Smirnoff, Marie-Christine Simard and Marc Luzincourt for their technical support during sample treatment and analyses at the Delta-Lab of the Geological Survey of Canada. We are grateful to Julia Autin for her sampling of lakeshore trees and subfossil stems. We

also would like to thank Steve Wolfe who made constructive comments during a pre-submission review of this article. This research was supported financially by the NSERC-OURANOS Collaborative Research and Development grant (ARCHIVES project of INRS-ETE), and the Environmental Geoscience Program of the Geological Survey of Canada ESS contribution number 20140213).

References

Anchukaitis, K. J., D'Arrigo, R. D., Andreu-Hayles, L., Frank, D., Verstege, A., Curtis, A., Buckley, B. M., Jacoby, G. C., and Cook, E. R.: Tree-ring reconstructed summer temperatures from northwestern North America during the last nine centuries, Journal of climate, 10.1175/jcli-d-11-00139.1, 2012.

Arseneault, D., Dy, B., Gennaretti, F., Autin, J., and Bégin, Y.: Developing millennial tree ring chronologies in the fire-prone North American boreal forest, J. Quat. Sci., 28, 283-292, 10.1002/jqs.2612, 2013.

Barber, V. A., Juday, G. P., Finney, B. P., and Wilmking, M.: Reconstruction of summer temperatures in interior Alaska from tree-ring proxies: evidence for changing synoptic climate regimes, Clim. Change, 63, 91-120, 2004.

Bard, E., Raisbeck, G. M., Yiou, F., and Jouzel, J.: Solar modulation of cosmogenic nuclide production over the last millennium: comparison between< sup> 14</sup> C and< sup> 10</sup> Be records, Earth and Planetary Science Letters, 150, 453-462, 1997.

Bard, E., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Jouzel, J.: Solar modulation of cosmogenic nuclide production over the last millennium: comparison between< sup> 14</sup> C and< sup> 10</sup> Be records. Earth and Planetary Science Letters, 150(3): 453-462, 1997.

Bard, E., Raisbeck, G., Yiou, F., and Jouzel, J.: Reconstructed Solar Irradiance Data. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series #2003-006. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA, 2003.

Bard, E., and Frank, M.: Climate change and solar variability: What's new under the sun?. Earth and Planetary Science Letters, 248(1), 1-14, 2006.

Boettger, T., and Friedrich, M.: A new serial pooling method of shifted tree ring blocks to construct millennia long tree ring isotope chronologies with annual resolution, Isot. Environ. Health Stud., 45, 68-80, 10.1080/10256010802522218, 2009.

Boulanger, Y., Gauthier, S., Burton, P. J., and Vaillancourt, M.-A.: An alternative fire regime zonation for Canada, International Journal of Wildland Fire, 21, 1052-1064, http://dx.doi.org/10.1071/WF11073, 2012.

Breitenmoser, P., Beer, J., Broennimann, S., Frank, D., Steinhilber, F., and Wanner, H.: Solar and volcanic fingerprints in tree-ring chronologies over the past 2000years, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 313, 127-139, 2012.

Briffa, K. R., Jones, P. D., Schweingruber, F. H., and Osborn, T. J.: Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years, Nature, 393, 450-455, 1998.

Buishand, T.A. Some methods for testing the homogeneity of rainfall data. Journal of Hydrology, 58: 11-27, 1982.

Crowley, T. J.: Causes of climate change over the past 1000 years, Science, 289, 270-277, 2000.

Crowley, T.J. and Unterman, M. B.: Technical details concerning development of a 1200-yr proxy index for global volcanism. Earth System Science Data, Vol. 5, pp. 187-197, DOI: 10.5194/essd-5-187-2013, 2012.

Dai, J., Mosley-Thompson, E. and Thompson, L.G., 1991. Ice core evidence for an explosive tropical volcanic eruption 6 years preceding Tambora. Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012), 96(D9): 17361-17366.

D'Arrigo, R., Jacoby, G. C., Wilson, R., Liepert, B., and Cherubini, P.: On the 'Divergence Problem' in Northern Forests: A review of the tree-ring evidence and possible causes, Global and Planetary Change, 60, 289-305, 10.1016/j.gloplacha.2007.03.004, 2008.

D'Arrigo, R. D., and Jacoby, G. C.: Northern North American tree-ring evidence for regional temperature changes after major volcanic events, Clim. Change, 41, 1-15, 1999.

Daux, V., Edouard, J.-L., Masson-Delmotte, V., Stievenard, M., Hoffmann, G., Pierre, M., Mestre, O., Danis, P., and Guibal, F.: Can climate variations be inferred from tree-ring parameters and stable isotopes from Larix decidua? Juvenile effects, budmoth outbreaks, and divergence issue, Earth and Planetary Science Letters, 309, 221-233, 2011.

Ding, Q., Wallace, J.M., Battisti, D.S., Steig, E.J., Gallant, A.J., Kim, H.-J. and Geng, L.: Tropical forcing of the recent rapid Arctic warming in north-eastern Canada and Greenland. Nature, 509(7499): 209-212, 2014.

Dorado Liñán, I., Gutiérrez, E., Helle, G., Heinrich, I., Andreu-Hayles, L., Planells, O., Leuenberger, M., Bürger, C., and Schleser, G.: Pooled versus separate measurements of tree-ring stable isotopes, Science of the Total Environment, 409, 2244-2251, 10.1016/j.scitotenv.2011.02.010, 2011.

Driscoll, W. W., Wiles, G. C., D'Arrigo, R. D., and Wilmking, M.: Divergent tree growth response to recent climatic warming, Lake Clark National Park and Preserve, Alaska, Geophys. Res. Lett., 32, 2005.

Edwards, T. W., Birks, S. J., Luckman, B. H., and MacDonald, G. M.: Climatic and hydrologic variability during the past millennium in the eastern Rocky Mountains and northern Great Plains of western Canada, Quaternary Research, 70, 188-197, 2008.

Esper, J., Frank, D. C., Timonen, M., Zorita, E., Wilson, R. J., Luterbacher, J., Holzkämper, S., Fischer, N., Wagner, S., and Nievergelt, D.: Orbital forcing of tree-ring data, Nature Climate Change, 2, 862-866, 2012.

Feng, S., Hu, Q., and Oglesby, R. J.: Influence of Atlantic sea surface temperatures on persistent drought in North America, Climate Dynamics, 37, 569-586, 2011.

Fortin, D., and Lamoureux, S. F.: Multidecadal hydroclimatic variability in north-eastern North America since 1550 AD, Climate dynamics, 33, 427-432, 2009.

Gagen, M., Zorita, E., McCarroll, D., Young, G. H. F., Grudd, H., Jalkanen, R., Loader, N. J., Robertson, I., and Kirchhefer, A.: Cloud response to summer temperatures in Fennoscandia over the last thousand years, Geophys. Res. Lett., 38, L0570110.1029/2010gl046216, 2011.

Gagen, M., McCarroll, D., Jalkanen, R., Loader, N. J., Robertson, I., and Young, G. H. F.: A rapid method for the production of robust millennial length stable isotope tree ring series for climate reconstruction, Global and Planetary Change, 82–83, 96-103, http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.11.006, 2012.

Gajewski, K., and Atkinson, D.: Climatic change in northern Canada, Environmental Reviews, 11, 69-102, 2003.

Gao, C., Robock, A., and Ammann, C.: Volcanic forcing of climate over the past 1500 years: An improved ice core-based index for climate models, Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012), 113, 2008.

Gennaretti, F., Arseneault, D., and Bégin, Y.: Millennial stocks and fluxes of large woody debris in lakes of the North American taiga, Journal of Ecology, 102(2), 367-380, 2014a.

Gennaretti, F., Arseneault, D., Nicault, A., Perreault, L., and Bégin, Y.: Volcano-induced regime shifts in millennial tree-ring chronologies from North-eastern North America, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 111(28), 10077-10082, 2014b.

Gennaretti, F., Arseneault D. et Bégin, Y. : Millennial disturbance-driven forest stand dynamics in the Eastern Canadian taiga reconstructed from subfossil logs, Journal of Ecology, 2014c.

Green, J. W.: Wood cellulose, Methods in Carbohydrate Chemistry III, 9-21, 1963.

Guiot, J., and Nicault, A.: Méthodes de dendroclimatologie à l'échelle continentale: fonctions de réponse et fonction de transfert, La dendroécologie, 229-253, 2011.

Haupt, M., Friedrich, M., Shishov, V. V., and Boettger, T.: The construction of oxygen isotope chronologies from tree-ring series sampled at different temporal resolution and its use as climate proxies: statistical aspects, Clim. Change, 122, 201-215, 2014.

Hegerl, G. C., Crowley, T. J., Allen, M., Hyde, W. T., Pollack, H. N., Smerdon, J., and Zorita, E.: Detection of human influence on a new, validated 1500-year temperature reconstruction, Journal of Climate, 20, 650-666, 2007.

Helama, S., Lindholm, M., Timonen, M., J., M., and Eronen, M.: The supra-long Scots pine tree-ring record for Finnish Lapland: Part 2, interannual to centennial variability in summer temperatures for 7500 years, Holocene, 12, 681-687, 2002.

Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottersen, G., and Visbeck, M.: The North Atlantic Oscillation: climatic significance and environmental impact, American Geophysical Union, 2003.

IPCC: Climatic change 2013: The physical Science Basis., Contribution of working group 1 to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change, 2013.

Jacoby, G. C., Workman, K. W., and D'Arrigo, R. D.: Laki eruption of 1783, tree rings, and disaster for northwest Alaska Inuit, Quat. Sci. Rev., 18, 1365-1371, 1999.

Jones, G. S., Gregory, J. M., Stott, P. A., Tett, S. F., and Thorpe, R. B.: An AOGCM simulation of the climate response to a volcanic super-eruption, Climate Dynamics, 25, 725-738, 2005.

Kaufman, D. S., Schneider, D. P., McKay, N. P., Ammann, C. M., Bradley, R. S., Briffa, K. R., Miller, G. H., Otto-Bliesner, B. L., Overpeck, J. T., and Vinther, B. M.: Recent warming reverses long-term Arctic cooling, Science, 325, 1236-1239, 2009.

Keller, C. F.: 1000 Years of climate change. Advances in Space Research, 34(2), 315-322, 2004.

Kobashi, T., Kawamura, K., Severinghaus, J. P., Barnola, J. M., Nakaegawa, T., Vinther, B. M., Johnsen, S. J., and Box, J. E.: High variability of Greenland surface temperature over the past 4000 years estimated from trapped air in an ice core, Geophys. Res. Lett., 38, 2011.

Kobashi, T., Kawamura, K., Severinghaus, J. P., Barnola, J. M., Nakaegawa, T., Vinther, B. M., Johnsen, S. J., and Box, J. E.: GISP2 Ice Core 4000 Year Ar-N Isotope Temperature Reconstruction. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series # 2012-034. NOAA/NCDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA, 2012.

Landrum, L., Otto-Bliesner, B. L., Wahl, E. R., Conley, A., Lawrence, P. J., Rosenbloom, N., and Teng, H.: Last Millennium Climate and Its Variability in CCSM4, Journal of Climate, 26, 2013.

Lean, J., Beer, J., and Bradley, R.: Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change, Geophysics Research Letter, 22, 3195-3198, 1995.

Ljungqvist, F., Krusic, P. J., Brattström, G., and Sundqvist, H. S.: Northern Hemisphere temperature patterns in the last 12 centuries, Climate of the Past, 8, 2012.

Loader, N., Young, G. H., McCarroll, D., and Wilson, R. J.: Quantifying uncertainty in isotope dendroclimatology, The Holocene, 2013a.

Loader, N. J., Robertson, I., Barker, A. C., Switsur, V. R., and Waterhouse, J. S.: An improved technique for the batch processing of small wholewood samples to [alpha]-cellulose, Chemical Geology, 136, 313-317, Doi: 10.1016/s0009-2541(96)00133-7, 1997.

Loader, N. J., Young, G. H. F., Grudd, H., and McCarroll, D.: Stable carbon isotopes from Torneträsk, northern Sweden provide a millennial length reconstruction of summer sunshine and its relationship to Arctic circulation, Quat. Sci. Rev., 62, 97-113, http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.11.014, 2013b.

Luckman, B.H. and Wilson, R.J.S.: Canadian Rockies Summer Temperature Reconstruction. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology. Data Contribution Series # 2006-011. NOAA/NCDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA, 2006.

Luckman, B., and Wilson, R.: Summer temperatures in the Canadian Rockies during the last millennium: a revised record, Climate Dynamics, 24, 131-144, 2005.

Mann, M. E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R. S., Hughes, M. K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., and Ni, F.: Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly, Science, 326, 1256-1260, 2009.

McCarroll, D., and Loader, N. J.: Stable isotopes in tree rings, Quat. Sci. Rev., 23, 771-801, 10.1016/j.quascirev.2003.06.017, 2004.

Miller, G.H., Geirsdottir, A., Zhong, Y., Larsen, D.J., Otto-Bliesner, B.L., Holland, M.M., Bailey, D.A., Refsnider, K.A., Lehman, S.J. and Southon, J.R.: Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ocean feedbacks. Geophysical research letters, 39(2), 2012.

Moberg, A., Sonechkin, D. M., Holmgren, K., Datsenko, N. M., and Karlén, W.: Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low-and high-resolution proxy data, Nature, 433, 613-617, 2005.

Moore, J., Hughen, K., Miller, G., and Overpeck, J.: Little Ice Age recorded in summer temperature reconstruction from vared sediments of Donard Lake, Baffin Island, Canada, Journal of Paleolimnology, 25, 503-517, 2001.

Naulier, M., Savard, M. M., Bégin, C., Marion, J., Arseneault, D., and Bégin, Y.: Carbon and oxygen isotopes of lakeshore black spruce trees in north-eastern Canada as proxies for climatic reconstruction, Chemical Geology, 374, 37-43, 2014.

Naulier, M.: Développement de séries isotopiques et reconstitution des conditions climatiques estivales du dernier millénaire à partir de tiges subfossiles dans le nord de la forêt boréale Québécoise. , Thèse présentée pour l'obtention du grade de Philosophiae doctor (Ph.D.) en sciences de la terre, 2014b.

PAGES 2k consortium, P. K.: Continental-scale temperature variability during the past two millennia, Nature geoscience, doi:10.1038/NGEO1797, 2013.

Payette, S., Filion, L., Delwaide, A., and Bégin, C.: Reconstruction of tree-line vegetation response to long-term climate change, Nature, 341, 429-432, 1989.

Plummer, C., Curran, M., van Ommen, T., Rasmussen, S.O., Moy, A., Vance, T., Clausen, H.B., Vinther, B.M. and Mayewski, P.: An independently dated 2000-yr volcanic record from Law Dome, East Antarctica, including a new perspective on the dating of the 1450s CE eruption of Kuwae, Vanuatu. Climate of the Past, 8(6): 1929-1940, 2012.

Porter, T., Pisaric, M. J., Field, R., Kokelj, S., Edwards, T. D., deMontigny, P., Healy, R., and LeGrande, A.: Spring-summer temperatures since AD 1780 reconstructed from stable oxygen isotope ratios in white spruce tree-rings from the Mackenzie Delta, northwestern Canada, Climate Dynamics, 1-15, 10.1007/s00382-013-1674-3, 2013.

Robertson, I., Switsur, V.R., Carter, A.H.C., Barker, A.C., Waterhouse, J.S., Briffa, K.R., Jones, P.D.: Signal strength and climate relationships in 13C/12C ratios of tree ring cellulose from oak in east England. J. Geophys. Res., 102(D16): 19507-19516, 1997.

Rinne, K. T., Boettger, T., Loader, N. J., Robertson, I., Switsur, V. R., and Waterhouse, J. S.: On the purification of [alpha]-cellulose from resinous wood for stable isotope (H, C and O) analysis, Chemical Geology, 222, 75-82, DOI: 10.1016/j.chemgeo.2005.06.010, 2005.

Savard, M. M., Bégin, C., Marion, J., Arseneault, D., and Bégin, Y.: Evaluating the integrity of C and O isotopes in sub-fossil wood from boreal lakes, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 348–349, 21-31, http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.06.003, 2012.

Shindell, D. T., Schmidt, G. A., Miller, R. L., and Mann, M. E.: Volcanic and solar forcing of climate change during the preindustrial era, Journal of Climate, 16, 4094-4107, 2003.

Sigl, M., McConnell, J. R., Layman, L., Maselli, O., McGwire, K., Pasteris, D., Dorthe, D.J., Steffensen, B.V., Edwards, R, Mulvaney, R. & Kipfstuhl, S.A.: New bipolar ice core record of volcanism from WAIS Divide and NEEM and implications for climate forcing of the last 2000 years. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 118(3), 1151-1169, 2013.

Thomas, E.K. and Briner, J.P.: Big Round Lake, Baffin Island Varve Thickness Data. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series # 2008-115. NOAA/NCDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA, 2008.

Thomas, E. K., and Briner, J. P.: Climate of the past millennium inferred from varved proglacial lake sediments on northeast Baffin Island, Arctic Canada, Journal of Paleolimnology, 41, 209-224, 2009.

Thomas, S. R., Owens, M. J., and Lockwood, M.: The 22-Year Hale Cycle in Cosmic Ray Flux–Evidence for Direct Heliospheric Modulation, Solar Physics, 289, 407-421, 2014.

Trouet, V., Esper, J., Graham, N. E., Baker, A., Scourse, J. D., and Frank, D. C.: Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the medieval climate anomaly, Science, 324, 78-80, 2009.

Trouet, V., Scourse, J., and Raible, C.: North Atlantic storminess and Atlantic Meridional Overturning Circulation during the last millennium: reconciling contradictory proxy records of NAO variability, Global and Planetary Change, 84, 48-55, 2012.

Trouet, V., Diaz, H., Wahl, E., Viau, A., Graham, R., Graham, N., and Cook, E.: A 1500-year reconstruction of annual mean temperature for temperate North America on decadal-to-multidecadal time scales, Environmental Research Letters, 8, 024008, 2013.

Viau, A., and Gajewski, K.: Reconstructing millennial-scale, regional paleoclimates of boreal Canada during the Holocene, Journal of Climate, 22, 2009.

Viau, A., Ladd, M., and Gajewski, K.: The climate of North America during the past 2000years reconstructed from pollen data, Global and Planetary Change, 84, 75-83, 2012.

Vinther, B.M., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Johnsen S.J., Fisher, D.A., Koerner, R.M., Raynaud, D., Lipenkov, V., Andersen, K.K., Blunier, T., Rasmussen, S.O., Steffensen, J.P., and Svensson, A.M.: Holocene shinning of the greenland ice sheet. Nature, Vol. 461, pp. 385-388, 2009.

Vinther, B.M., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Johnsen S.J., Fisher, D.A., Koerner, R.M., Raynaud, D., Lipenkov, V., Andersen, K.K., Blunier, T., Rasmussen, S.O., Steffensen, J.P., and Svensson, A.M.: Greenland Ice Sheet Holocene d18O, Temperature, and Surface Elevation. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series # 2011-053. NOAA/NCDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA, 2011.

Vinther, B. M., Jones, P. D., Briffa, K. R., Clausen, H. B., Andersen, K. K., Dahl-Jensen, D., and Johnsen, S. J.: Climatic signals in multiple highly resolved stable isotope records from Greenland. *Quaternary Science Reviews*, *29*(3), 522-538, 2010.

Wood, G.D.A., 2014. Tambora: The Eruption That Changed the World. Princeton University Press.

Young, G.H.F., McCarroll, D., Loader, N.J. and Kirchhefer, A.J.: A 500-year record of summer near-ground solar radiation from tree-ring stable carbon isotopes. Holocene, 20(3): 315-324, 2010.

RÉFÉRENCES (excluant celles des articles)

Achim, A. & Cloutier, A., 2011. Caractéristiques anatomiques du bois des gymnospermes et des angiospermes. La dendroécologie: 7-32.

Anderson, W.T., Bernasconi, S.M., McKenzie, J.A., Saurer, M. & Schweingruber, F., 2002. Model evaluation for reconstructing the oxygen isotopic composition in precipitation from tree ring cellulose over the last century. Chemical Geology, 182(2-4): 121-137.

Arseneault, D., 2011. Longues séries dendrochronologiques dans le nord-est de l'Amérique du Nord. La dendroécologie: 731-748.

Arseneault, D., Dy, B., Gennaretti, F., Autin, J. & Bégin, Y., 2013. Developing millennial tree ring chronologies in the fire-prone North American boreal forest. Journal of Quaternary Science, 28(3): 283-292.

Aykroyd, R.G., Lucy, D., Pollard, A.M., Carter, A.H.C. & Robertson, I., 2001. Temporal variability in the strength of proxy climate correlations. Geophysical Research Letters, 28(8): 1559-1562.

Barber, V.A., Juday, G.P. & Finney, B.P., 2000. Reduced growth of Alaskan white spruce in the twentieth century from temperature-induced drought stress. nature, 405(6787): 668-673.

Barbour, M., Roden, J., Farquhar, G. & Ehleringer, J., 2004. Expressing leaf water and cellulose oxygen isotope ratios as enrichment above source water reveals evidence of a Péclet effect. Oecologia, 138(3): 426-435.

Barbour, M.M., 2007. Stable oxygen isotope composition of plant tissue: a review. Functional Plant Biology, 34(2): 83-94.

Barbour, M.M., Andrews, T.J. & Farquhar, G.D., 2001. Correlations between oxygen isotope ratios of wood constituents of Quercus and Pinus samples from around the world. Australian Journal of Plant Physiology, 28(5): 335-348.

Barbour, M.M., Schurr, U., Henry, B.K., Wong, S.C. & Farquhar, G.D., 2000. Variation in the Oxygen Isotope Ratio of Phloem Sap Sucrose from Castor Bean. Evidence in Support of the Péclet Effect. Plant Physiology, 123(2): 671-680.

Bard, E., Raisbeck, G. M., Yiou, F., & Jouzel, J., 1997. Solar modulation of cosmogenic nuclide production over the last millennium: comparison between< sup> 14</sup> C and< sup> 10</sup> Be records, Earth and Planetary Science Letters, 150, 453-462.

Bard, E., & Frank, M., 2006. Climate change and solar variability: What's new under the sun?. *Earth and Planetary Science Letters*, *248*(1), 1-14.

Barichivich, J., Briffa, K., Osborn, T., Melvin, T. & Caesar, J., 2012. Thermal growing season and timing of biospheric carbon uptake across the Northern Hemisphere. Global Biogeochemical Cycles, 26(4).

Barichivich, J., Briffa, K.R., Myneni, R.B., Osborn, T.J., Melvin, T.M., Ciais, P., Piao, S., Tucker, C., 2013. Large-scale variations in the vegetation growing season and annual cycle of atmospheric CO2 at high northern latitudes from 1950 to 2011. Global Change Biology, 19(10): 3167-3183.

Buermann, W., Bikash, P.R., Jung, M., Burn, D.H. & Reichstein, M., 2013. Earlier springs decrease peak summer productivity in North American boreal forests. Environmental Research Letters, 8(2): 024027.

Battipaglia, G., Frank, D., Büntgen, U., Dobrovolný, P., Brázdil, R., Pfister, C. & Esper, J., 2010. Five centuries of Central European temperature extremes reconstructed from tree-ring density and documentary evidence. Global and Planetary Change, 72(3): 182-191.

Bégin, C., Gingras, M., Savard, M.M., Marion, J., Nicault, A. & Bégin, Y., in press. Assessing tree-ring carbon and oxygen stable isotopes for climate reconstruction in the Canadian northeastern boreal forest. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.

Bégin, Y., Begin, C., Savard, M.M., Arseneault, D., Berninger, F., Guiot, J., Boreux, J.J. & Perreault, L., 2007. analyse dendrochronologique des variations passées du régime hydroclimatique au

complexe de la grande rivière dans le Nord du Québec, dans le cadre du congrès SHF-29 Journées de l'hydraulique: " Variations climatiques et hydrologie".
Borella, S., Leuenberger, M. & Saurer, M., 1999. Analysis of [delta]18O in tree rings: Wood-cellulose comparison and method dependent sensitivity. J. Geophys. Res., 104(D16): 19267-19273.
Boulanger, Y., Gauthier, S., Burton, P.J. & Vaillancourt, M.-A., 2012. An alternative fire regime zonation for Canada. International Journal of Wildland Fire, 21(8): 1052-1064.
Breitenmoser, P., Beer, J., Broennimann, S., Frank, D., Steinhilber, F., & Wanner, H., 2012. Solar and volcanic fingerprints in tree-ring chronologies over the past 2000years, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 313, 127-139.
Briffa, K.R., Osborn, T.J. & Schweingruber, F.H., 2004. Large-scale temperature inferences from tree rings: a review. Global and Planetary Change, 40(1-2): 11-26.
Buhay, W.M., Timsic, S., Blair, D., Reynolds, J., Jarvis, S., Petrash, D., Rempel, M. & Bailey, D., 2008. Riparian influences on carbon isotopic composition of tree rings in the Slave River Delta, Northwest Territories, Canada. Chemical Geology, 252(1-2): 9-20.
Clark, I.D. & Fritz, P., 1997. Environmental isotopes in hydrogeology. CRC press.
Cook, E.R., Briffa, K.R. & Jones, P.D., 1994. Spatial regression methods in dendroclimatology: A review and comparison of two techniques. INternational Journal of Climatology, 4(4): 379–402.
Cook, E. R., 1985. A time series analysis approach to tree-ring stan dardization (dendrochronology, forestry, dendroclimatology, autoregressive process).
Cook, E.R., Palmer, J.G., Cook, B.I., Hogg, A. & D'Arrigo, R.D., 2002. A multi-millennial palaeoclimatic ressource from Lagarostrobos colensoi tree-rings at Oroko Swamp, New Zealand. Global and Planetary Change, 33(3-4): 209-220.
Craig, H., 1954. Carbon-13 variations in Sequoiarings and the atmosphere Science 119: 141-144.
Craig, H. & Gordon, L.I., 1965. Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere.
Crowley, T. J.: Causes of climate change over the past 1000 years, Science, 289, 270-277, 2000.
D'Arrigo, R., Jacoby, G., Buckley, B., Sakulich, J., Frank, D., Wilson, R., Curtis, A. & Anchukaitis, K., 2009. Tree growth and inferred temperature variability at the North American Arctic treeline. Global and Planetary Change, 65(1-2): 71-82.
D'arrigo, R. & Jacoby, G.C., 1993. Secular trends in high northern latitude temperature reconstructions based on tree rings. Climatic Change, 25(2): 163-177.
D'Arrigo, R., Jacoby, G.C., Wilson, R., Liepert, B. & Cherubini, P., 2008. On the 'Divergence Problem' in Northern Forests: A review of the tree-ring evidence and possible causes. Global and Planetary Change, 60(3-4): 289-305.
D'Arrigo, R.D. & Jacoby, G.C., 1999. Northern North American tree-ring evidence for regional temperature changes after major volcanic events. Climatic Change, 41(1): 1-15.
Dai, J., Mosley-Thompson, E. & Thompson, L.G., 1991. Ice core evidence for an explosive tropical volcanic eruption 6 years preceding Tambora. Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012), 96(D9): 17361-17366.
Daux, V., Edouard, J.-L., Masson-Delmotte, V., Stievenard, M., Hoffmann, G., Pierre, M., Mestre, O., Danis, P. & Guibal, F., 2011. Can climate variations be inferred from tree-ring parameters and stable isotopes from Larix decidua? Juvenile effects, budmoth outbreaks, and divergence issue. Earth and Planetary Science Letters, 309(3): 221-233.
Dawson, T.E. & Ehleringer, J.R., 1993. Isotopic enrichment of water in the "woody" tissues of plants: Implications for plant water source, water uptake, and other studies which use the stable isotopic composition of cellulose. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57(14): 3487-3492.
Dongmann, G., Nürnberg, H.W., Förstel, H. & Wagener, K., 1974. On the enrichment of $^{2}H^{18}O$ in the leaves of transpiring plants. Radiation and Environmental Biophysics, 11(1): 41-52.
Driscoll, W.W., Wiles, G.C., D'Arrigo, R.D. & Wilmking, M., 2005. Divergent tree growth response to recent climatic warming, Lake Clark National Park and Preserve, Alaska. Geophysical Research Letters, 32(20).

Edwards, T.W., Birks, S.J., Luckman, B.H. & MacDonald, G.M., 2008. Climatic and hydrologic variability during the past millennium in the eastern Rocky Mountains and northern Great Plains of western Canada. Quaternary Research, 70(2): 188-197.

Eronen, M.P.Z., Briffa.K.R., M., L., Merilainen, J. & Timonen, M., 2002. The supra-long Scots pine tree-ring record for Finnish Lapland: Part 1, chronology construction and initial inferences. Holocene, 12(6): 673-680.

Esper, J., Frank, D. C., Timonen, M., Zorita, E., Wilson, R. J., Luterbacher, J., Holzkämper, S., Fischer, N., Wagner, S., & Nievergelt, D., 2012. Orbital forcing of tree-ring data, Nature Climate Change, 2, 862-866.

Fairchild, I.J., Smith, C.L., Baker, A., Fuller, L., Spötl, C., Mattey, D., McDermott, F. & E.I.M.F, 2006. Modification and preservation of environmental signals in speleothems. Earth-Science Reviews, 75(1-4): 105-153.

Farquhar, G.D., Ehrelinger, J.R. & Hubick, K.T., 1989. Carbon discrimination and photosynthesis. Plant Mol. Biologoy, 40(503): 37.

Farquhar, G.D. & Llyod, J., 1993. Carbon and oxygen isotope effects in the exchange of carbon dioxide between terrestrial plants and the atmosphere. In: JR Ehleringer, A.H., GD Farquhar (Ed.), Stables isotopes and plant carbon-water relations. Academic press, pp. 47-70.

Farquhar, G.D., O'Leary, M.G. & Berry, J.A., 1982. On the Relationship Between Carbon Isotope Discrimination and the Intercellular Carbon Dioxide Concentration in Leaves. Functional Plant Biology, 9(2): 121-137.

Feng, S., Hu, Q., & Oglesby, R. J., 2011. Influence of Atlantic sea surface temperatures on persistent drought in North America, Climate Dynamics, 37, 569-586,.

Ferrio, J.P. & Voltas, J., 2005. Carbon and oxygen isotope ratios in wood constituents of Pinus halepensis as indicators of precipitation, temperature and vapour pressure deficit. Tellus B, 57(2): 164-173.

Fritts, H. C., Blasing, T.J., Hayden, B.P. & Kutzbach, J.E., 1971: Multivariate techniques for specifying tree-growth and climate relationships and for reconstructing anomalies in paleoclimate. J. Appl. Meteor, 10, 845-864.

Fritts, H.C., 1976. Tree rings and climate, London, New-York and San Francisco. Academic Press.

Gagen, M., McCaroll, D. & Edouard, J.L., 2004. Latewood Width, Maximum Density, and Stable Carbon isotope ratios of Pine as Climate Indicators in Dry Subalpine environment, French Alps. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 36(2): 166-171.

Gagen, M., McCaroll, D., Loader, N.J., Robertson, L., Jalkanen, R. & Anchukaitis, K.J., 2007. Exorcising the 'segment length curse': Summer temperature reconstruction since AD 1640 using non-detrended stable carbon isotope ratios from pine trees in northern Finland. Holocene, 17(4): 435-446.

Gagen, M., McCarroll, D., Robertson, I., Loader, N.J. & Jalkanen, R., 2008. Do tree ring [delta]13C series from Pinus sylvestris in northern Fennoscandia contain long-term non-climatic trends? Chemical Geology, 252(1-2): 42-51.

Gennaretti, F., Arseneault, D. & Bégin, Y., 2013. Millennial stocks and fluxes of large woody debris in lakes of the North American taiga. Journal of Ecology.

Gennaretti, F., Arseneault, D. & Bégin, Y., 2014a. Millennial disturbance-driven forest stand dynamics in the Eastern Canadian taiga reconstructed from subfossil logs. Journal of Ecology, 102(6), 1612-1622.

Gennaretti, F., Arseneault, D., Nicault, A., Perreault, L. & Bégin, Y., 2014b. Volcano-induced regime shifts in millennial tree-ring chronologies from Northeastern North America. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America. .

GIEC, 2013: Résumé à l'intention des décideurs, Changements climatiques 2013: Les éléments scientifiques. Contribution du Groupe de travail I au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [sous la direction de Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P.M. Midgley]. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York (État de New York), États-Unis d'Amérique.

Giry, C., Felis, T., Kölling, M. & Scheffers, S., 2010. Geochemistry and skeletal structure of Diploria strigosa, implications for coral-based climate reconstruction. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 298(3-4): 378-387.

Grudd, H., Briffa, K.R., Karlen, W., Bartholin, T.S., Jones, P.D. & Kromer, B., 2002. A 7400-years tree-rong chronology in northern Swedish Lapland: natural climatic variability expressed on annual to millennial timescales. Holocene, 12(6): 657-665.

Guiot, J. & Nicault, A., 2011. Méthodes de dendroclimatologie à l'échelle continentale: fonctions de réponse et fonction de transfert. La dendroécologie: 229-253.

Hafner, P., McCarroll, D., Robertson, I., Loader, N.J., Gagen, M., Young, G.H., Bale, R.J., Sonninen, E. & Levanič, T., 2013. A 520 year record of summer sunshine for the eastern European Alps based on stable carbon isotopes in larch tree rings. Climate Dynamics: 1-10.

Haupt, M., Weigl, M., Grabner, M. & Boettger, T., 2011. A 400-year reconstruction of July relative air humidity for the Vienna region (eastern Austria) based on carbon and oxygen stable isotope ratios in tree-ring latewood cellulose of oaks (Quercus petraea Matt. Liebl.). Climatic Change, 105(1-2): 243-262.

Helama, S., Lindholm, M., Timonen, M., J., M. & Eronen, M., 2002. The supra-long Scots pine tree-ring record for Finnish Lapland: Part 2, interannual to centennial variability in summer temperatures for 7500 years. Holocene, 12(6): 681-687.

Hilasvuori, E., Berninger, F., Sonninen, E., Tuomenvirta, H. & Jungner, H., 2009. Stability of climate signal in carbon and oxygen isotope records and ring width from Scots pine (Pinus sylvestris L.) in Finland. Journal of Quaternary Science, 24(5): 469-480.

Hughes, M.K. & Brown, P.M., 1992. Drought frequency in central California since 101 BC recorded in giant sequoia tree rings. Climate Dynamics, 6(3-4): 161-167.

Hurrell, J.W. & Deser, C., 2010. North Atlantic climate variability: the role of the North Atlantic Oscillation. Journal of Marine Systems, 79(3): 231-244.

Keller, C. F. (2004). 1000 Years of climate change. *Advances in Space Research*, *34*(2), 315-322.

Ilisson, T. & Chen, H.Y., 2009. Response of six boreal tree species to stand replacing fire and clearcutting. Ecosystems, 12(5): 820-829.

IPCC, 2013. Climatic change 2013: The physical Science Basis. Contribution of working group 1 to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change.

Jacoby, G.C., & D'Arrigo, R.D., 1995. Tree ring width and density evidence of climatic and potential forest change in Alaska. *Global Biogeochemical Cycles*, *9*(2), 227-234.

Jahns, S., Hüls, M. & Sarnthein, M., 1998. Vegetation and climate history of west equatorial Africa based on a marine pollen record off Liberia (site GIK 16776) covering the last 400,000 years. Review of Palaeobotany and Palynology, 102(3-4): 277-288.

Kaufman, D. S., Schneider, D. P., McKay, N. P., Ammann, C. M., Bradley, R. S., Briffa, K. R., Miller, G. H., Otto-Bliesner, B. L., Overpeck, J. T., & Vinther, B. M.: Recent warming reverses long-term Arctic cooling, Science, 325, 1236-1239, 2009.

Kress, A., Young, G.H.F., Saurer, M., Loader, N.J., Siegwolf, R.T.W. & McCarroll, D., 2009. Stable isotope coherence in the earlywood and latewood of tree-line conifers. Chemical Geology, 268(1-2): 52-57.

Leavitt, S.W., 2010. Tree-ring C-H-O isotope variability and sampling. Science of the Total Environment, 408(22): 5244-5253.

Leavitt, S.W., Long, A., 1986. Stable carbon isotope variability in tree foliage and wood. Ecology, 67(4): 1002-1010.

Lemieux, J., 2010. Phénologie de l'épinette noire dans le haut boréal: un patron de la croissance intra0-annuelle primaire et secondaire en relation avec la température de l'aire journalière. Mémoire présenté pour l'obtention du grade de Maître en Science de la Terre.

Leuschner, H.H., Sass-Klaassen, U., Jansma, E., Baillie, M.G.L. & Spurk, M., 2002. Subfossil European bog oaks: population dynamics and long-term growth depressions as indicators of changes in the Holocene hydro-regime and climate. Holocene, 12(6): 695-706.

Loader, N., Young, G.H., McCarroll, D. & Wilson, R.J., 2013a. Quantifying uncertainty in isotope dendroclimatology. The Holocene.

Loader, N.J., McCarroll, D., Gagen, M., Robertson, I. & Jalkanen, R., 2007. Extracting Climatic Information from Stable Isotopes in Tree Rings. In: Todd, E.D., Rolf, T.W.S. (Eds.), Terrestrial Ecology. Elsevier, pp. 25, 27-48.

Loader, N.J., Robertson, I. & McCarroll, D., 2003. Comparison of stable carbon isotope ratios in the whole wood, cellulose and lignin of oak tree-rings. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 196(3-4): 395-407.

Loader, N.J., Santillo, P.M., Woodman-Ralph, J.P., Rolfe, J.E., Hall, M.A., Gagen, M., Robertson, I., Wilson, R., Froyd, C.A. & McCarroll, D., 2008. Multiple stable isotopes from oak trees in southwestern Scotland and the potential for stable isotope dendroclimatology in maritime climatic regions. Chemical Geology, 252(1-2): 62-71.

Loader, N.J., Young, G.H.F., Grudd, H. & McCarroll, D., 2013b. Stable carbon isotopes from Torneträsk, northern Sweden provide a millennial length reconstruction of summer sunshine and its relationship to Arctic circulation. Quaternary Science Reviews, 62(0): 97-113.

Logan, T., Charron, I., Chaumont, D. & Houle, D., 2011. Atlas de scénarios climatiques pour la forêt québécoise. Ouranos et MRNF, 55p +annexes.

Longpré, M. A., Stix, J., Burkert, C., Hansteen, T., & Kutterolf, S., 2014. Sulfur budget and global climate impact of the AD 1835 eruption of Cosigüina volcano, Nicaragua. Geophysical Research Letters, 41(19), 6667-6675.

Lough, J.M., 2004. A strategy to improve the contribution of coral data to high-resolution paleoclimatology. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 204(1-2): 115-143.

Luckman, B., Gray, J., 1990. Oxygen isotope ratios from tree rings containing compression wood. Quaternary Research, 33(1): 117-121.

Mackey, B.G., McKenney, D.W., Yang, Y.-Q., McMahon, J.P. & Hutchinson, M.F., 1996. Site regions revisited: a climatic analysis of Hills' site regions for the province of Ontario using a parametric method. Canadian Journal of Forest Research, 26(3): 333-354.

Mangini, A., Spötl, C. & Verdes, P., 2005. Reconstruction of temperature in the Central Alps during the past 2000 yr from a [delta]18O stalagmite record. Earth and Planetary Science Letters, 235(3-4): 741-751.

Mann, M.E. & Jones, P.D., 2003. Global surface temperatures over the past two millennia. Geophysical Research Letters, 30(15).

Marion, J., Savard, M.M., Bégin, C. & Parent, M., 2001. Assimilation du carbone, des nutriments et des métaux lourds par l'épinette noire (Picea mariana (Mill). BSP) à proximité de la fonderie Horne, Rouyn-Noranda, Québec. Commission géologique du Canada(Recherche en cours 2001-C22).

Mayr, C., Frenzel, B., Friedrich, M., Spurk, M., Stichler, W. & Trimborn, P., 2003. Stable carbon- and hydrogen-isotope ratios of subfossil oaks in southern Germany: methodology and application to a composite record for the Holocene. Holocene, 13(3): 393-402.

McCarroll, D., Gagen, M.H., Loader, N.J., Robertson, I., Anchukaitis, K.J., Los, S.Y., Young, G. H. F., Jalkanen, R., Kirchhefer, A. & Waterhouse, J.S., 2009. Correction of tree ring stable carbon isotope chronologies for changes in the carbon dioxide content of the atmosphere. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73(6): 1539-1547.

McCarroll, D., Gagen, M.H., Loader, N.J., Robertson, I., Anchukaitis, K.J., Los, S.Y., Young, G. H. F., Jalkanen, R., Kirchhefer, A. & Waterhouse, J.S., 2010. Erratum to “Correction of tree ring stable carbon isotope chronologies for changes in the carbon dioxide content of the atmosphere”. Geochimica et Cosmochimica Acta, 74(10): 3040.

McCarroll, D. & Loader, N.J., 2004. Stable isotopes in tree rings. Quaternary Science Reviews, 23(7-8): 771-801.

Miller, G.H., Geirsdottir, A., Zhong, Y., Larsen, D.J., Otto-Bliesner, B.L., Holland, M.M., Bailey, D.A., Refsnider, K.A., Lehman, S.J. & Southon, J.R., 2012. Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ocean feedbacks. Geophysical research letters, 39(2).

Misson, L., 2004. MAIDEN: A model for analyzing ecosystem processes in dendroecology. Canadian Journal of Forest Research, 34(4): 874-887.

Nguyen-Queyrens, A., Ferhi, A., Loustau, D. & Guehl, J.M., 1998. Within-ring D13C spatial variability and interannual variations in wood cellulose of two contrasting provenances of Pinus pinaster. NRC Canada, 28: 766-773.

Nicault, A., Begin, Y. & Guiot, J., 2011. Standardisation des séries dendrochronologiques. La dendroécologie: 199-227.

Payette, S. & Delwaide, A., 2003. Shift of conifer boreal forest to lichen–heath parkland caused by successive stand disturbances. Ecosystems, 6(6): 540-550.

Pisaric, M.F., Carey, S.K., Kokelj, S.V. & Youngblut, D., 2007. Anomalous 20th century tree growth, Mackenzie Delta, Northwest Territories, Canada. Geophysical Research Letters, 34(5).

Porter, T., Pisaric, M.F.J., Kokelj, S.V. & Edwards, T.W., 2009. Climatic signals in D13C and D18O of the Tree-rings from White Spruce in the Mackensie Delta Region, Northern Canada. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 41(4): 497-505.

Reynolds-Henne, C., Siegwolf, R., Treydte, K., Esper, J., Henne, S. & Saurer, M., 2007. Temporal stability of climate-isotope relationships in tree rings of oak and pine (Ticino, Switzerland). Global Biogeochemical Cycles, 21(4): GB4009.

Rinne, K.T., Boettger, T., Loader, N.J., Robertson, I., Switsur, V.R. & Waterhouse, J.S., 2005. On the purification of [alpha]-cellulose from resinous wood for stable isotope (H, C and O) analysis. Chemical Geology, 222(1-2): 75-82.

Robertson, I., Leavitt, S.W., Loader, N.J. & Buhay, W., 2008. Progress in isotope dendroclimatology. Chemical Geology, 252(1-2): EX1-EX4.

Robertson, I., Switsur, V.R., Carter, A.H.C., Barker, A.C., Waterhouse, J.S., Briffa, K.R. & Jones, P.D., 1997. Signal strength and climate relationships in 13C/12C ratios of tree ring cellulose from oak in east England. J. Geophys. Res., 102(D16): 19507-19516.

Roig, F.A., Palmer, J.G., Cook, E.R., Boswijk, G., Stahle, D. & Villalba, R., 2011. Longues séries dendrochronologiques dans l'hémisphère Sud. La dendroécologie.

Saurer, M., Allen, K. & Siegwolf, R., 1997. correlating [Delta]13C and [Delta]18O in cellulose of treee. Plant Cell and Environment, 20(1543-1550).

Saurer, M., Siegenthaler, U. & Schweingruber, F., 1995. The climate-carbon isotope relationship in tree rings and the significance of site conditions. Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology, 47(3): 320-330.

Savard, M.M., Bégin, C., Marion, J., Arseneault, D. & Bégin, Y., 2012. Evaluating the integrity of C and O isotopes in sub-fossil wood from boreal lakes. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 348–349(0): 21-31.

Scheidegger, Y., Saurer, M., Bahn, M. & Siegwolf, R., 2000. Linking stable oxygen and carbon isotopes with stomatal conductance and photosynthetic capacity: a conceptual model. Oecologia, 125(3): 350-357.

Schleser, G.H., 1992. D13C pattern in a forest tree as an indicator of carbon transfer in trees. Ecology, 73(5): 1922-1925.

Schleser, G.H., Helle, G., Lücke, A. & Vos, H., 1999. Isotope signals as climate proxies: the role of transfer functions in the study of terrestrial archives. Quaternary Science Reviews, 18(7): 927-943.

Seftigen, K., Linderholm, H.W., Loader, N.J., Liu, Y. & Young, G.H., 2011. The influence of climate on< sup> 13</sup> C/< sup> 12</sup> C and< sup> 18</sup> O/< sup> 16</sup> O ratios in tree ring cellulose of< i> Pinus sylvestris</i> L. growing in the central Scandinavian Mountains. Chemical Geology, 286(3): 84-93.

Shi, C.M., Masson-Delmotte, V., Daux, V., Li, Z.S. & Zhang, Q.B., 2010. An unstable tree-growth response to climate in two 500 year chronologies, North Eastern Qinghai-Tibetan Plateau. Dendrochronologia, 28(4): 225-237.

Sigl, M., McConnell, J. R., Toohey, M., Curran, M., Das, S. B., Edwards, R., Isaksson, E., Kawamura, E., Kipfstuhl, S., Krüger, K., Layman. L., Maselli, O.J., Motizuki, Y., Motoyama H., Pasteris, D.R., & Severi, M., 2014: Insights from Antarctica on volcanic forcing during the Common Era. Nature Climate Change, 4(8), 693-697.

Spurk, M., Leuschner, H.H., Baillie, M.G.L., Briffa, K.R., Friedrich & M., 2002. Depositional frequency of German subfossil oaks: climatically and non-climatically induced fluctuations in the Holocene. Holocene, 12(6): 707-715.

St George, S., 2014. An overview of tree-ring width records across the Northern Hemisphere. Quaternary Science Reviews, 95: 132-150.

Treydte, K., Schleser, G.H., Schweingruber, F.H. & Winiger, M., 2001. The climatic significance of delta C-13 in subalpine spruces (Lotschental, Swiss Alps) - A case study with respect to altitude, exposure and soil moisture. Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology, 53(5): 593-611.

Treydte, K.S., Frank, D.C., Saurer, M., Helle, G., Schleser, G.H. & Esper, J., 2009. Impact of climate and CO2 on a millennium-long tree-ring carbon isotope record. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73(16): 4635-4647.

Treydte, K.S., Schleser, G.H., Helle, G., Frank, D.C., Winiger, M., Haug, G.H. & Esper, J., 2006. The twentieth century was the wettest period in northern Pakistan over the past millennium. nature, 440(7088): 1179-1182.

Trouet, V., Scourse, J., & Raible, C., 2012. North Atlantic storminess and Atlantic Meridional Overturning Circulation during the last millennium: reconciling contradictory proxy records of NAO variability, Global and Planetary Change, 84, 48-55,.

Urey, H.C., 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances. Journal of the Chemical Society (Resumed): 562-581.

Vaganov, E., Hughes, M., Kirdyanov, A., Schweingruber, F. & Silkin, P., 1999. Influence of snowfall and melt timing on tree growth in subarctic Eurasia. Nature, 400(6740): 149-151.

Waterhouse, J.S., Switsur, V.R., Barker, A.C., Carter, A.H.C., Hemming, D.L., Loader, N.J. & Robertson, I., 2004. Northern European trees show a progressively diminishing response to increasing atmospheric carbon dioxide concentrations. Quaternary Science Reviews, 23(7-8): 803-810.

Waterhouse, J.S., Switsur, V.R., Barker, A.C., Carter, A.H.C. & Robertson, I., 2002. Oxygen and hydrogen isotope ratios in tree rings: how well do models predict observed values? Earth and Planetary Science Letters, 201(2): 421-430.

Wells, N., Goddard, S. & Hayes, M.J., 2004. A self-calibrating Palmer drought severity index. Journal of climate, 17(12): 2335-2351

Wigley, T., Briffa, K. & Jones, P., 1984. On the average value of correlated time series, with applications in dendroclimatology and hydrometeorology. Journal of Climate and Applied Meteorology, 23(2): 201-213.

Wiles, G. C., D'Arrigo, R. D., Villalba, R., Calkin, P. E., & Barclay, D. J. (2004). Century-scale solar variability and Alaskan temperature change over the past millennium. *Geophysical Research Letters*, *31*(15).

Wilson, A.T. & Grinsted, M.J., 1977. $^{12}C/^{13}C$ in cellulose and lignin as palaeothermometers. Nature 265, 133-135.

Wilson, R. & Luckman, B., 2003. Dendroclimatic reconstruction of maximum summer temperatures from upper treeline sites in Interior British Columbia, Canada. The Holocene, 13(6): 851-861.

Wolff, E.W., Barbante, C., Becagli, S., Bigler, M., Boutron, C.F., Castellano, E., De Angelis, M., Federer, U., Fischer, H., Fundel, F., Hansson, M., Hutterli, M., Jonsell, U., Karlin, T., Kaufmann, P., Lambert, F., Littot, G.C., Mulvaney, R., Röthlisberger, R., Ruth, U., Severi, M., Siggaard-Andersen, M.L., Sime, L.C., Steffensen, J.P., Stocker, T.F., Traversi, R., Twarloh, B., Udisti, R., Wagenbach, D. & Wegner, A., 2010. Changes in environment over the last 800,000 years from chemical analysis of the EPICA Dome C ice core. Quaternary Science Reviews, 29(1-2): 285-295.

Young, G.H., McCarroll, D., Loader, N.J., Gagen, M.H., Kirchhefer, A.J. & Demmler, J.C., 2012. Changes in atmospheric circulation and the Arctic Oscillation preserved within a millennial length reconstruction of summer cloud cover from northern Fennoscandia. Climate dynamics, 39(1-2): 495-507.

Young, G.H.F., McCarroll, D., Loader, N.J. & Kirchhefer, A.J., 2010. A 500-year record of summer near-ground solar radiation from tree-ring stable carbon isotopes. Holocene, 20(3): 315-324.
Zhang, Y., Wilmking, M. & Gou, X., 2009. Changing relationships between tree growth and climate in Northwest China. Plant Ecology, 201(1): 39-50.

RÉFÉRENCES NUMÉRIQUES

Site Food and Agriculture organisation (FAO) : http://www.fao.org/forestry/fra/41256/fr/ , novembre 2014.

Site National Oceanic and atmospheric administration (NOAA): http://www.esrl.noaa.gov/gmd/outreach/isotopes/c13tellsus.html), novembre 2014.

Site CO2 now : co2now.org, novembre 2014.

Site météorologique d'environnement Canada : http://climat.meteo.gc.ca/, novembre 2014

Site du Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (KNMI; données du climatic research unit dites du CRU) : http://climexp.knmi.nl/start.cgi?id=someone@somewhere/, novembre 2014.

ANNEXES

ANNEXE 1 : Chronologie et durées de vie des tiges subfossiles prélevées au lac L20

La chronologie des durées de vie des échantillons subfossiles a été établie et complétée par Fabio Gennaretti (UQAR ; Figure 34). Après plusieurs campagnes de terrain, c'est un total de 850 tiges subfossiles qui ont été prélevées au fond du lac L20 dont la plupart proviennent de la rive 2, qui n'a pas été affectée par le feu de ~1592. Les traits verts horizontaux représentent les durées de vie des tiges subfossiles. Les tiges subfossiles les plus anciennes datent de l'an 651.

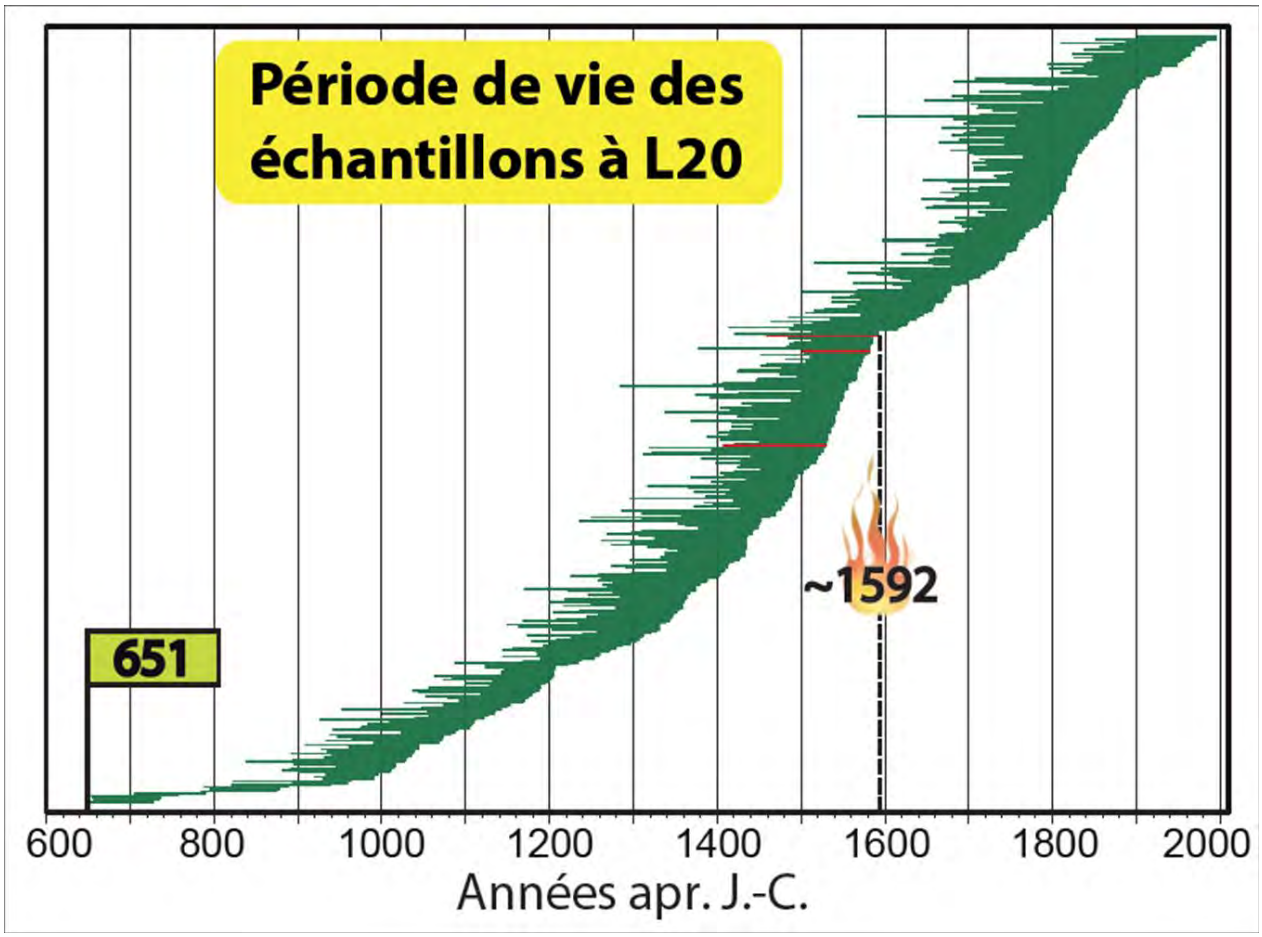


Figure 34. Chronologie des durées de vie des échantillons subfossiles à L20.

ANNEXE 2. Procédures analytiques de laboratoire

1. Dendrochronologie

Chaque arbre vivant a été découpé en section à 1 m et 4 m du collier. Toutes les sections ont ensuite été séchées et sablées à l'aide de plusieurs papiers allant de grains grossiers (#180) à grains très fins (#400). Les largeurs de cernes de chaque section ont par la suite été mesurées sur quatre rayons perpendiculaires. Les rayons ont été balayés par un système de numérisation à une résolution de 1200 dpi (Hp scanjet série 8200) et leur image traitée à l'aide du logiciel LignoVision 1.26 (Frank Rinn / Rinntech) pour les arbres vivants. En se basant sur les contrastes de couleurs entre le bois final et le bois initial des cernes de croissance, le logiciel permet de délimiter automatiquement chaque cerne. La croissance radiale de chaque cerne est ensuite calculée par le même logiciel et est transmise sous forme de fichier Excel. Les courbes individuelles sont ensuite interdatées et leur corrélation étudiée à l'aide du logiciel de dendrochronologie COFECHA. Les cernes de chaque rayon ont ensuite été découpés à l'aide de lame de rasoir, et ce, annuellement après 1940 et bi-annuellement avant 1940 pour les arbres vivants. Ensuite, tous les rayons d'un même arbre ont été jumelés en un seul échantillon, puis broyés à un diamètre de 40 mesh.

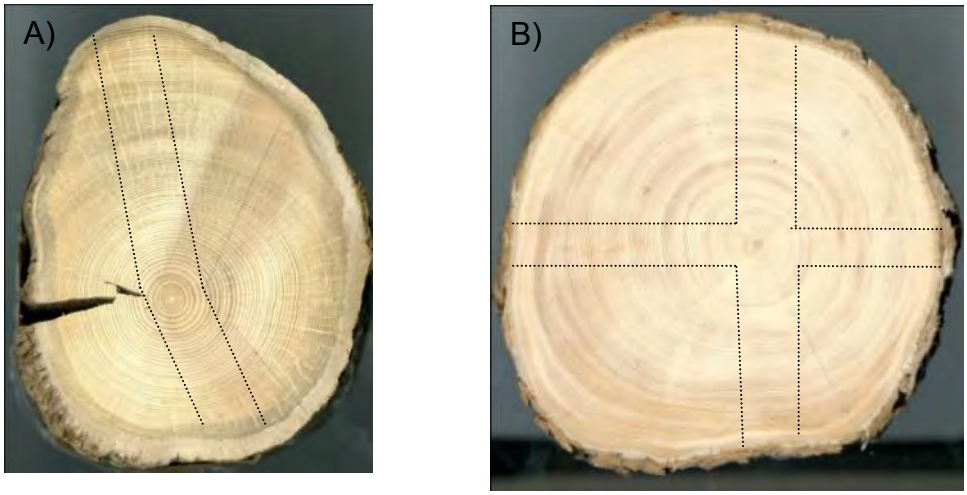


Figure 35. Exemple de rayons mesurés et découpés pour un échantillon subfossile (A) et un vivant (B)

Pour les tiges subfossiles, c'est généralement un seul rayon qui a pu être mesuré; deux quand cela était possible (Figure 35). Les subfossiles ont été traités au laboratoire de l'UQAR comme indiqué

dans la section 1.5. La méthode de découpe des arbres subfossiles est décrite dans l'annexe 4. Les échantillons ont tous été également broyés à un diamètre de 40 mesh.

2. Protocoles analytiques d'extraction de l'α-cellulose et des lignines

Pour éliminer les composés les lignines et résines du bois afin de ne conserver que sa cellulose, 20 à 30 mg des échantillons analysés pour leurs valeurs $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ ont été traités, et préalablement pesés afin de déterminer en fin d'analyse la quantité totale de cellulose extraite. Une fois pesés, les échantillons ont été placés dans des sachets hermétiques. Ensuite, les étapes du protocole d'extraction de la cellulose en laboratoire ont consisté à suivre la méthode conventionnelle avec quelques adaptations (par Marion et Smirnoff). Les composés solubles (lipides, résines, hydrocarbures) ont été éliminés dans un bain de 80 ml de benzène:méthanol (1 :1) pendant 12h puis dans 80 ml d'acétone pendant 1h dans un bain à ultrason afin de retirer toutes traces de benzène/méthanol. Les échantillons ont ensuite été bouillis durant 1h dans de l'eau déminéralisée. Dans un deuxième temps, la dépolymérisation (libération de la cellulose et de l'hémicellulose) de la lignine et son élimination ont été effectuées par le trempage des échantillons dans une solution de 200 ml, maintenue à 80°C, d'eau, d'acide acétique pure (CH_3COOH; 0.8 ml) et de chlorite de sodium ($NACIO_2$; 2 g). La concentration originale de CH_3COOH et de $NACIO_2$ a été augmentée à toutes les 45 minutes, à trois reprises, pour une immersion d'une durée totale de trois heures. Après avoir été abondamment rincée à l'eau déminéralisée, les échantillons ont trempé durant 1h dans une solution d'hydroxyde de sodium (NaOH) à 17% pendant 1h dans un bain à ultrason permettant d'éliminer l'hémicellulose. Enfin, après un rinçage, la cellulose a ensuite été lavée à l'acide acétique glacial (10%, 10 min) pour lui assurer un pH neutre puis encore une fois rincée. Les sachets ont ensuite été séchés pendant 12h dans un four à convection à 50°C. La masse du produit finale, c'est-à-dire de la masse totale de l'alpha-cellulose extraite, ne représente en moyenne que 45-50% de la masse initiale de l'échantillon de bois.

Le protocole d'extraction de la lignine est une application de la méthode Tappi222om-88, 1992 adaptée pour les échantillons de petit volume. Encore une fois les échantillons sont pesés et placés dans des sachets hermétiques. Les résines sont éliminées dans un bain au benzène:méthanol puis dans un bain à l'acétone. Les échantillons sont ensuite placés dans des éprouvettes de 40ml et mélangés à 5 ml d'acide sulfurique (H_2SO_4) concentré à 72% pendant 2h. Ensuite, dans des fioles de 250 ml, 150 ml d'eau est ajouté au mélange d'acide + échantillons et le volume est ajusté afin d'obtenir de l'acide H_2SO_4 à 3% (soit un total de liquide de 192ml). La préparation est bouillie pendant

4h en réajustant constamment le volume au volume initial. Les échantillons reposent ensuite pendant 12h avant être rincés plusieurs fois à l'eau distillée jusqu'à obtenir un produit neutre, et la lignine est filtrée grâce à une pompe à vide et récupérée sur des filtres.

3. **Protocoles d'analyse des rapports isotopiques des sous-échantillons**

Pour déterminer les valeurs de $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ sur de la cellulose, les quantités nécessaires à leurs analyses sont très minimes, entre 0.07 et 0.12 mg pour le carbone placé dans des capsules en étain et entre 0.12 et 0.18 mg placé dans des capsules en argent pour l'oxygène. Pour les échantillons de lignine, entre 23 et 28 mg d'échantillon sont nécessaires à l'analyse des valeurs $\delta^{18}O$.

Les analyses des isotopes du carbone seront réalisées à l'aide d'un spectromètre de masse de rapport isotopique (IRMS; Figure 36 et 37) couplé à un analyseur élémentaire (EA; Figure 37). Ce dernier permet de produire du CO_2 à partir du carbone contenu dans l'échantillon solide qui subit une combustion, une réduction puis un passage dans une colonne à chromatographie gazeuse. Le gaz produit est ensuite dirigé vers l'IRMS grâce au gaz vecteur (l'hélium).

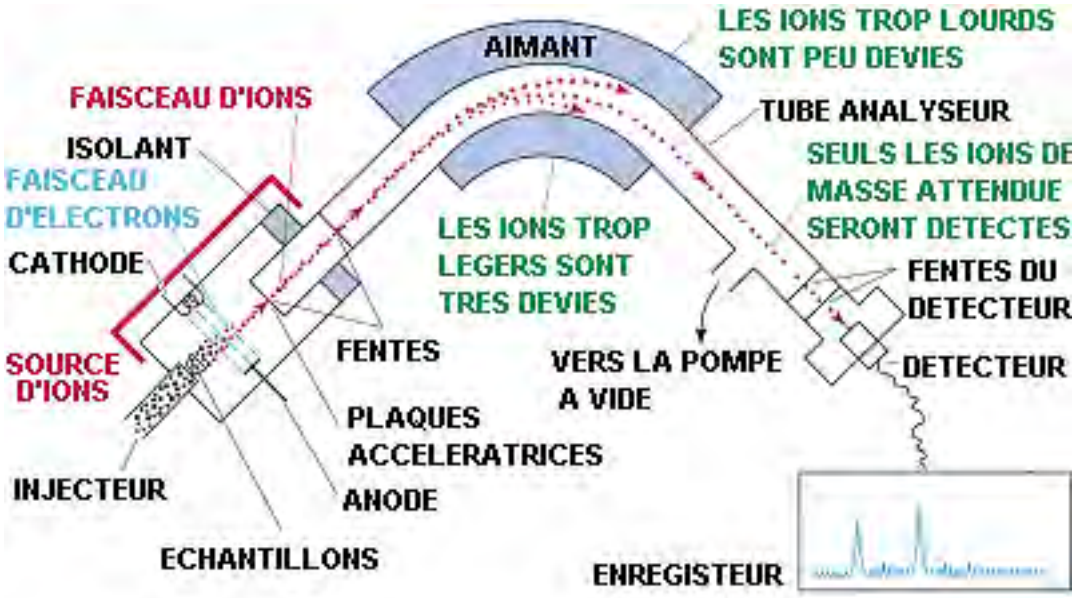


Figure 36: Schéma d'un spectromètre de masse de rapport isotopique

Pour l'oxygène, les analyses sont effectuées sur un IRMS couplé à un TC-EA (Thermal conversion-Elemental Analyzer; Figure 37). Le TC-EA-IRMS est un système opéré en mode continu qui produit une pyrolyse des échantillons et permet l'analyse isotopique de l'oxygène ou de l'hydrogène dans des échantillons solides ou liquides. La pyrolyse des échantillons, souvent supérieure à 1400°C, transforme la matière solide en monoxyde de carbone (CO). Le réacteur est composé d'oxyde d'aluminium rempli de carbone vitreux empêchant le contact avec l'oxygène de l'atmosphère. Les gaz sont transportés par un gaz porteur (l'hélium) vers la colonne de chromatographie en phase gazeuse afin d'être séparés. Ils se dirigent par la suite dans le spectromètre de masse où le rapport isotopique $^{18}O/^{16}O$ ($\delta^{18}O$) est déterminé. L'IRMS ionise et sépare les molécules de l'échantillon gazeux grâce à leurs différences de masses. Un champ magnétique modifie la trajectoire des isotopes permettant ainsi de les différencier.

Comme nous cherchons à quantifier la déviation du rapport isotopique de l'échantillon par rapport à une référence internationale, il faut utiliser des standards internes dont les valeurs isotopiques sont connues par rapport à celle des références internationales pour ne pas trop rapidement épuiser les stocks de références internationales. Les rapports isotopiques sont donc rapportés relativement à une référence internationale, et exprimés en notation delta. Les standards utilisés pour le carbone sont LSVEC, NBS 19 et CH6 (standards internationaux), la vanilline et le C3 (standards internes); SO_5, SO_6 (standards internationaux), vanilline, SELENA (sucre en poudre) et C3 (standards internes) pour l'oxygène. Le gaz de référence interne est un monoxyde de carbone (CO) commercial. La précision pour le carbone devrait être de 0.1‰, et pour l'oxygène de 0.2‰. Tous les résultats seront exprimés relativement aux standards internationaux (VPDB pour le carbone et VSMOW pour l'oxygène). Le taux de réplication choisi pour les deux types d'analyses est d'un minimum de 10%. Les analyses pour les isotopes du carbone et de l'oxygène sont effectuées en flux continu.

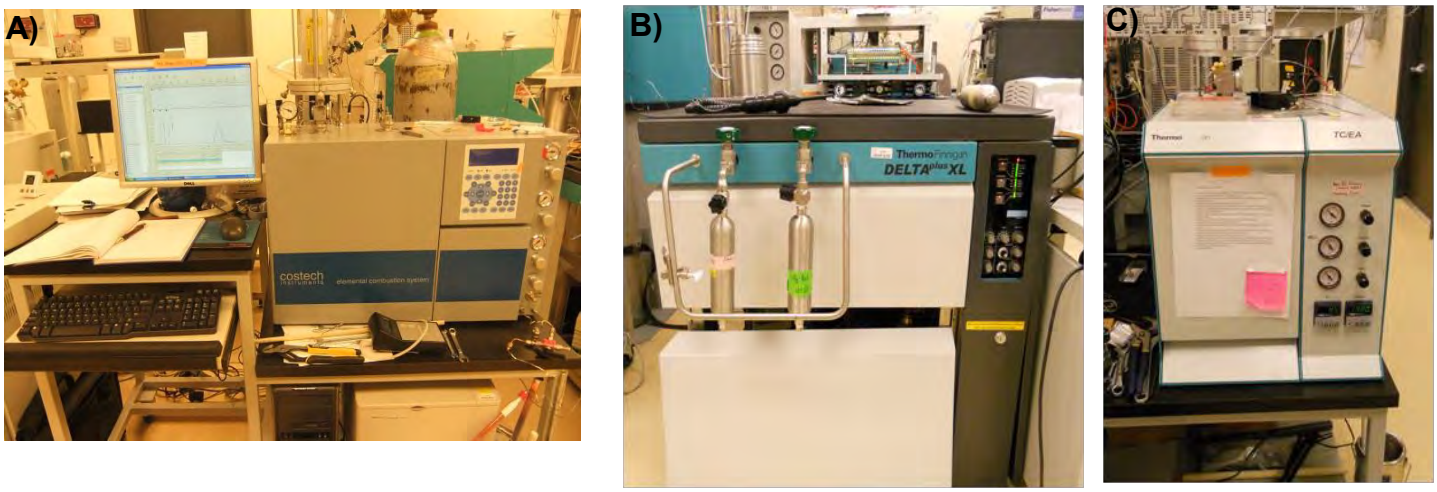


Figure 37. Spectromètre de masse et périphériques du delta-lab. A) IC-EA pour l'analyse des valeurs $\delta^{13}C$. B) IRMS delta XL. C) TC-EA pour l'analyse des valeurs $\delta^{18}O$.

ANNEXE 3. Variabilités isotopiques intra-arbres, intra-sites et inter-sites

Tableau 10. Récapitulatifs des corrélations inter-arbre pour les séries $\delta^{18}O$. A) Corrélations inter et intra-arbres suivant les deux hauteurs d'échantillonnage. B) Corrélations inter-arbre pour les séries moyennes 1+4 m. C) Corrélation entre les séries moyennes des quatre arbres à 1 et 4m.

A)

N° arbre - hauteur (m)	1-1	1-4	3-1	3-4	5-1	5_4	8-1	8-4
1-1	1.00							
1-4	0.58	1.00						
3-1	0.44	0.19	1.00					
3-4	0.59	0.59	0.39	1.00				
5-1	0.51	0.27	0.47	0.53	1.00			
5-4	0.38	0.32	0.45	0.59	0.68	1.00		
8-1	0.47	0.24	0.46	0.45	0.70	0.48	1.00	
8-4	0.25	0.12	0.22	0.24	0.22	0.27	0.21	1.00

B)

arbre n°	1	3	5	8
1	1.00			
3	0.66	1.00		
5	0.43	0.60	1.00	
8	0.36	0.46	0.66	1.00

C)

Hauteurs (m)	1	4
1	1.00	
4	0.65	1.00

Tableau 11. Récapitulatifs des corrélations inter-arbre pour les séries $\delta^{13}C$. A) Corrélations inter et intra-arbres suivant les deux hauteurs d'échantillonnage. B) Corrélations inter-arbre pour les séries moyennes 1+4 m. C) Corrélation entre les séries moyennes des quatre arbres à 1 et 4m.

A)

N° arbre - hauteur (m)	1-1	1-4	3-1	3-4	5-1	5_4	8-1	8-4
1-1	1							
1-4	0.68	1.00						
3-1	0.68	0.55	1.00					
3-4	0.74	0.82	0.63	1.00				
5-1	0.66	0.70	0.60	0.75	1.00			
5-4	0.58	0.65	0.62	0.66	0.68	1.00		
8-1	0.66	0.74	0.53	0.79	0.69	0.64	1.00	
8-4	0.73	0.79	0.60	0.85	0.73	0.69	0.82	1.00

B)

arbre n°	1	3	5	8
1	1.00			
3	0.85	1.00		
5	0.75	0.78	1.00	
8	0.82	0.82	0.78	1.00

C)

Hauteurs (m)	1	4
1	1.00	
4	0.92	1.00

Tableau 12. Variabilités isotopiques entre les quatre sites isotopiques du projet ARCHIVES (sans le labrador).

VARIABILITÉ INTER-SITES				
	L20	HM1	DA1	POOL
HM1	0.87/0.69	1.00		
DA1	0.81/0.91	0.78/0.79	1.00	
POOL	0.67/0.55	0.71/0.77	0.59/0.76	1.00

VARIABILITÉ INTRA-ARBRE	
L20	0.50/0.80

VARIABILITÉ INTER-ARBRE			
L20	1M = 0.5/0.8	4M = 0.4/0.6	TOT= 0.5/0.7
HM1	0.5/0.3		
DA1	RIVERAINS= 0.4/0.5	NON-RIV= 0.5/0.5	TOT = 0.6/0.4
POOL	0.3/0.5		

ANNEXE 4 : Méthode de sous-échantillonnage

La figure 38 représente la répartition des 12 cohortes comprenant la cohorte des vivants (CV) et onze cohortes de tiges subfossiles. Les segments de jonction (SJ) sont également représentés.

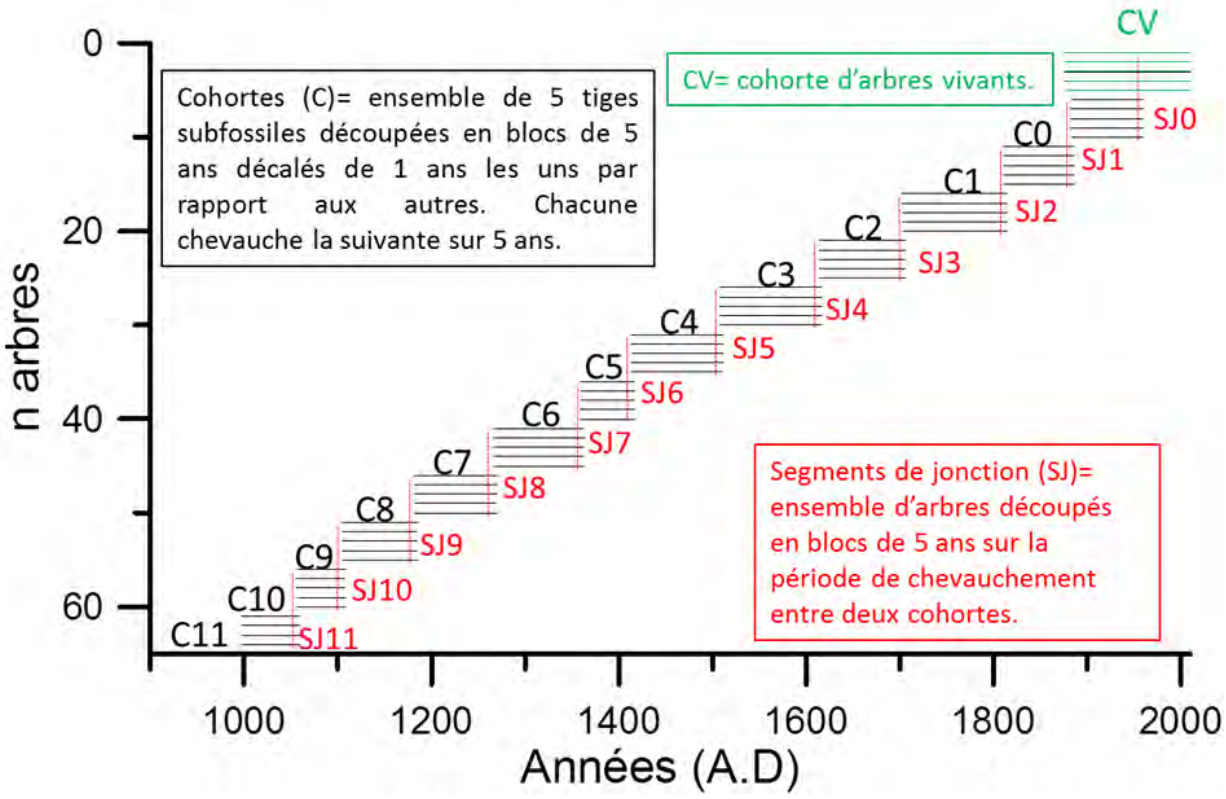


Figure 38. Représentation schématique des 12 cohortes obtenues et de la répartition des 12 segments jonctions sur le millénaire (997-2006)

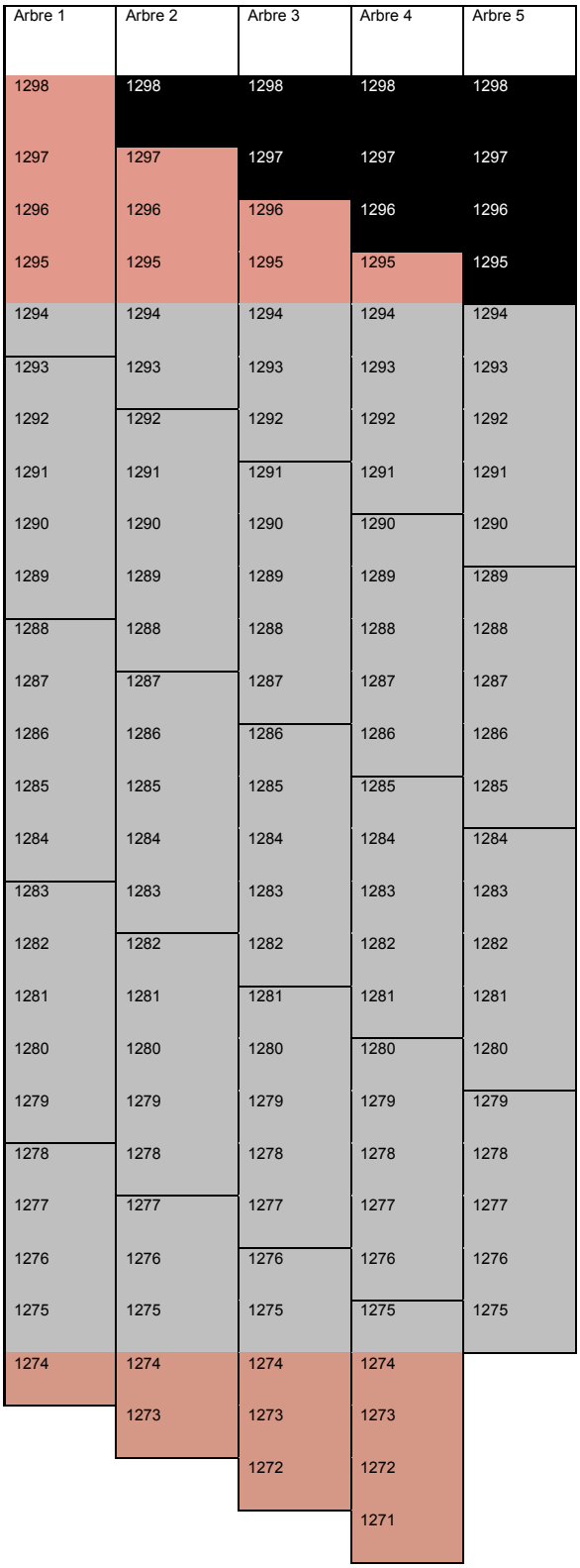


Figure 39. Schéma d'une cohorte

Chaque cohorte est un groupement de cinq arbres dont les périodes de vie se recoupent sur une période de plus ou moins 30 à 100 ans. Les arbres ont été découpés en blocs de cinq ans avec un décalage de un an d'un arbre à l'autre (selon Boettger *et al.,* 2009; Figure 39). Chaque cohorte recoupe sa suivante sur une période de cinq ans. Ainsi, sur l'exemple ci-contre, le premier arbre sera découpé de 1298 à 1274, alors que le deuxième sera découpé de 1297 à 1273. Les zones grisées séparées par des segments sont les blocs et années qui seront analysés. Les zones rosées sont des années qui seront découpées, analysées, qui seront incluses dans le calcul des moyennes, car ils appartiennent à un bloc de 5 ans, mais ne figureront pas dans la série finale, car il n'y a pas cinq répliquas pour la même année. Les zones noires représentent des blocs qui ne seront ni analysés, ni découpés. Les chiffres représentent les années de croissance des cernes. Ici la cohorte X s'établit sur la période (1275-1294). Ainsi, onze cohortes tirées de 55 tiges subfossiles du lac L20, plus une cohorte tirée de cinq arbres vivants riverains du lac L20 seront découpés selon ce procédé.

ANNEXE 5. Calcul des valeurs $\delta^{18}O$ annuelles

Après avoir extrait la cellulose et analysé les valeurs $\delta^{18}O$ de chaque bloc de 5 ans séparément les uns des autres, nous obtenons une valeur isotopique par bloc de chaque arbre (A1 à A5), soit cinq valeurs différentes obtenues pour une année. Un exemple est illustré pour l'année 2006 dans la Figure 40. Ce schéma montre également que chaque valeur $\delta^{18}O$ obtenue pour une année est une valeur centrée réduite sur 9 ans. En effet, la valeur obtenue pour l'année 2006, provient de la moyenne de 5 blocs de cernes différents comptabilisant les valeurs isotopiques de 9 années différentes de 2002 à 2010.

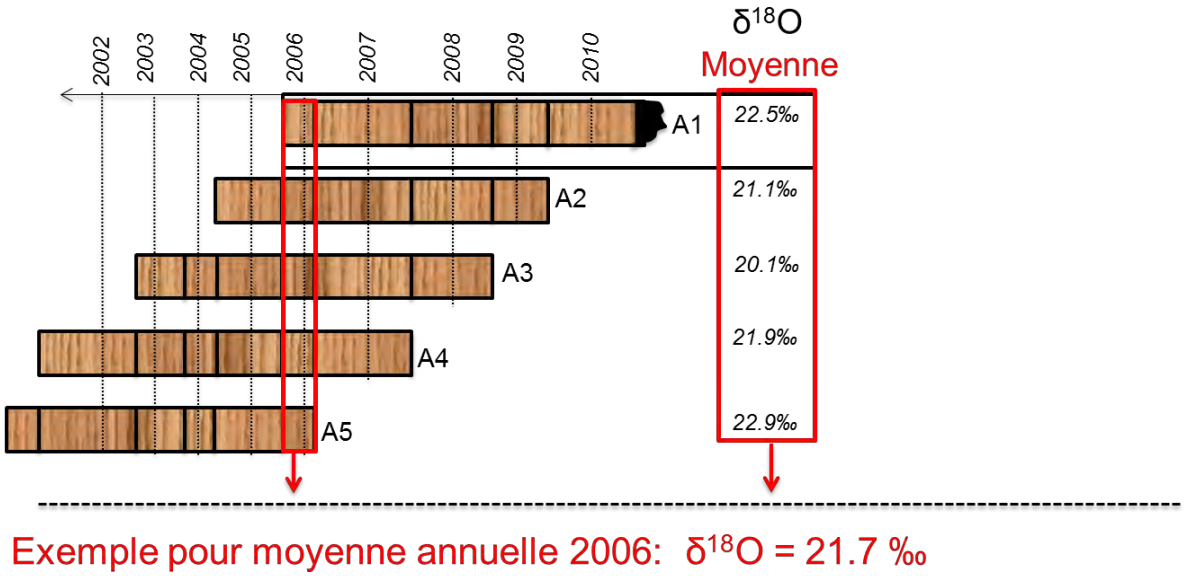


Figure 40.Calcul des valeurs $\delta^{18}O$ quasi-annuelles.

Maintenant si nous regardons plus en détail le poids que joueront les valeurs $\delta^{18}O$ d'une année n+x pour l'année n, et que nous l'appliquons à notre exemple qu'est l'année 2006, on remarque que la valeur $\delta^{18}O$ de l'année 2006 provient de 25 segments différents, et que chacun contribue dans une certaine proportion à la valeur $\delta^{18}O$ finale de l'année 2006.

Ce constat peut s'exprimer par l'équation 10 suivante :

$$\delta^{18}O(2006) = \sum_{n=1}^{\delta^{18}O} \left(\frac{1}{25}2002 + \frac{2}{25}2003 + \frac{3}{25}2004 + \frac{4}{25}2005 + \frac{5}{25}2006 + \frac{4}{25}2007 + \frac{3}{25}2008 + \frac{2}{25}2009 + \frac{1}{25}2010\right)$$

(Équation 10)

Cette équation montre que bien que la valeur $\delta^{18}O$ calculée pour une année est centrée réduite sur 9 ans, et que chaque année n+1 sera très autocorrélée à l'année n.

La Figure 41 représente cette fois une cohorte entière de cinq arbres prise sur la période 1977-2010. Chaque arbre est représenté individuellement par des rectangles noirs, et chaque cerne est représenté par des traits obliques noirs. Les arbres sont découpés selon le procédé expliqué en annexe 2, soit avec un an de décalage les uns par rapport aux autres. Les nombres, notés en pour mille, représentent les valeurs théoriques des isotopes du carbone, analysés au spectromètre de masse de rapport isotopique. À noter que tous les cernes contenus dans un segment présentent les mêmes rapports isotopiques puisqu'ils sont analysés en bloc de cinq cernes. Ainsi, une moyenne isotopique est déterminée pour chaque année. Le graphique final représente l'évolution du rapport $\delta^{18}O$ des cernes de croissance en fonction du temps.

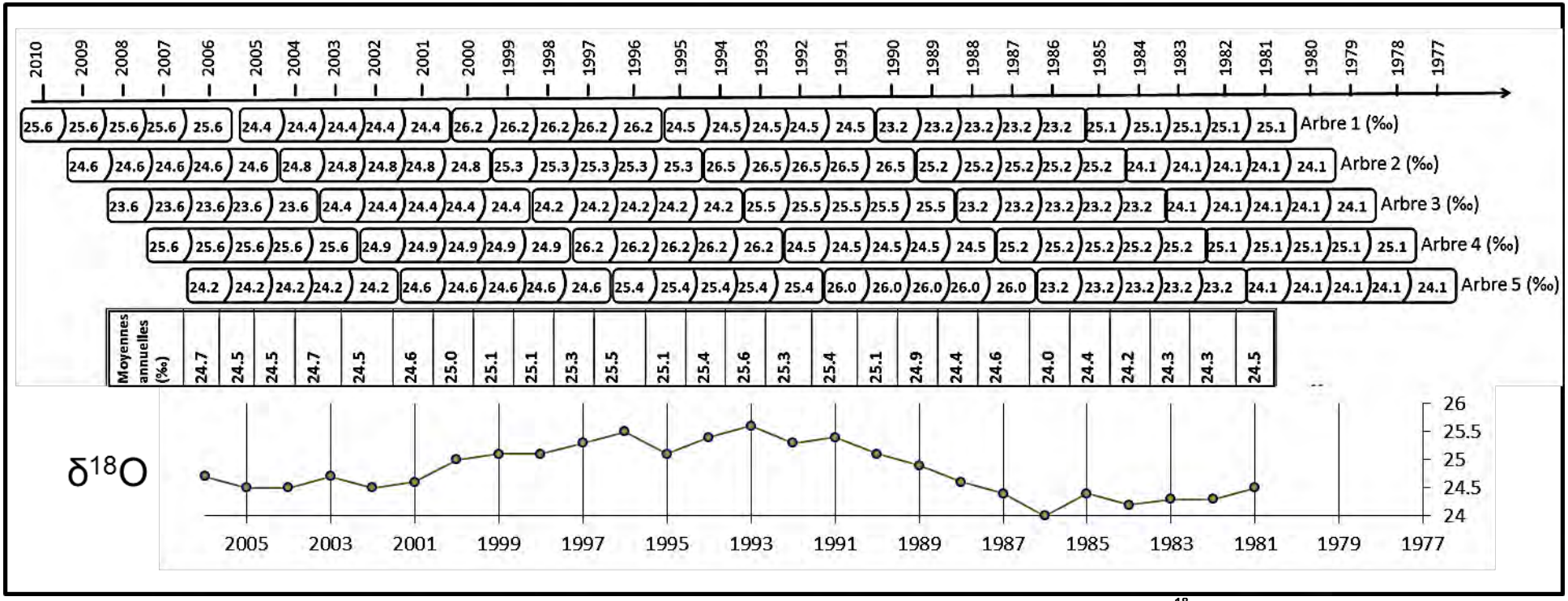


Figure 41. Schéma récapitulatif de la procédure de sous échantillonnage et du calcul des valeurs $\delta^{18}O$ annuelles.

Comme nous l'avons montré dans la synthèse des résultats et l'article 3, les séries isotopiques de deux cohortes successives ne donnent pas toujours des valeurs identiques sur les périodes de chevauchement. Afin de corriger les cohortes les unes par rapport aux autres, Gagen et al, 2012 ont élaboré la méthode dite « des segments de jonction » consistant à découper des blocs de cinq ans sur un minimum de 10 arbres par période de chevauchement, et de corriger les cohortes grâce à la moyenne isotopique de ces segments de jonction pour chaque période de chevauchement. La section suivante traite du choix de correction de ces cohortes.

ANNEXE 6. Choix de la méthode d'ajustement des cohortes

Bien que la méthode de correction des cohortes proposées par Gagen *et al.,* 2012 soit de corriger chaque série isotopique d'arbres individuellement, nous avons testé d'autres méthodes de correction et également exploré l'idée de ne pas corriger les séries isotopiques. En effet, les principaux problèmes rencontrés ont été les suivants :

1) Certaines moyennes de segments de jonction sont très différentes de celles des cohortes pour une même période

2) Certaines corrections peuvent entrainer une modification de la pente (un réchauffement devient un refroidissement), mais dans quelle mesure?

3) Les corrections entrainent-elles une modification importante des tendances sur le millénaire?

Les méthodes testées ont été les suivantes :

(A) Correction avec la moyenne des segments de jonction, arbre par arbre

(B) Correction avec la moyenne des segments de jonction, cohortes par cohorte

(D) Correction avec la moyenne des segments de jonction + moyenne des cohortes, cohorte par cohorte

Dans tous les cas, le principe de correction est le même que l'on corrige arbre par arbre ou cohorte par cohorte et celui-ci est décris dans la Figure 42**.**

Après avoir testé les trois méthodes, nous avons déterminé qu'en corrigeant les cohortes par la moyenne des segments de jonction + celle des cohortes, nous nous approchions d'une valeur plus représentative de la variabilité des cohortes qu'en utilisant suelement les segments de jonction car le nombre d'arbres utilisés pour chaque correction aux points de chevauchement était alors plus élevé (d'un n compris entre 10 et 23 suivant les périodes à un n compris entre 20 et 33 pour chaque année. De plus, cette méthode a permis de conserver les variations à long terme et d'obtenir un minimum de correction de -0.1‰ pour les cohortes C9 (fin) et C0 (début), à un maximum de +0.5 ‰ pour la cohorte C4 avec une moyenne de correction de +0.04 ‰. Ainsi même les corrections les plus importantes restent comprises dans l'erreur analytique de 0.2 ‰. Le problème de modification de la pente ne concerne que quatre cohortes qui sont C8/C9 et C2/C3 (Figure 44).

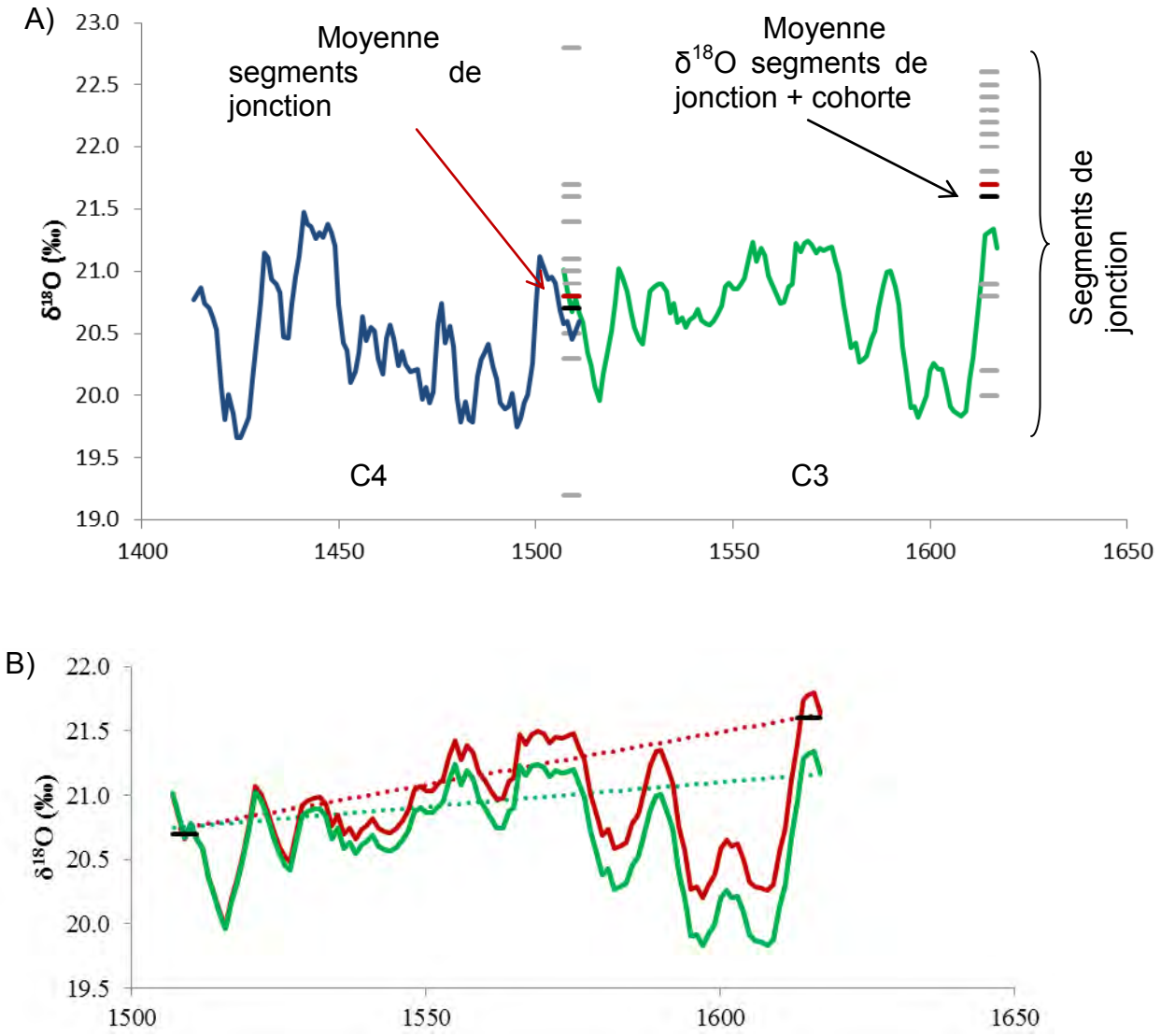


Figure 42. Exemple de correction par les segments de jonction. A) exemple de résultats des valeurs brutes $\delta^{18}O$ pour deux cohortes (C3 et C4) et des segments de jonctions (gris), moyennes des segments (rouge) ou moyenne des segment + des cohortes (noire). B) Exemple de la correction appliquées à la C3 avec en vert la courbe brute et sa régression et en rouge la série corrigée et sa régression linéaire.

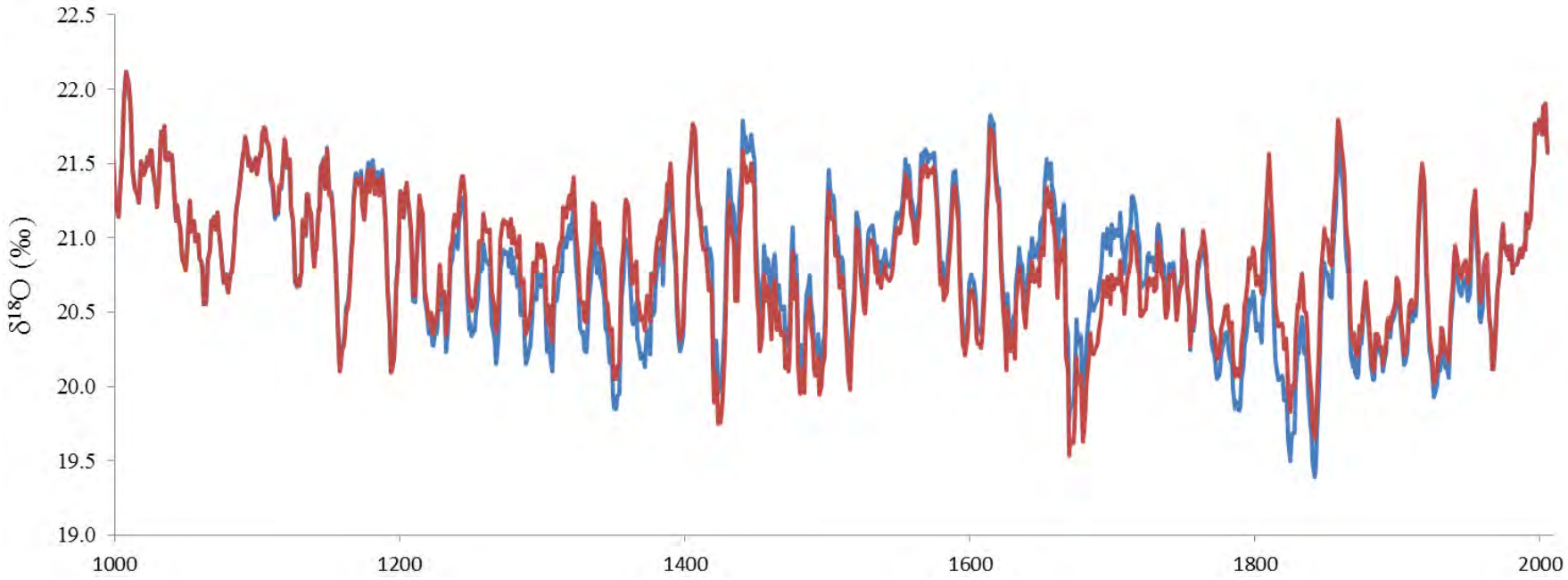


Figure 43. Comparaison des deux différentes méthodes de correction cohorte par cohorte : B (bleu) et C (rouge).

Méthode de correction B) = Correction avec la moyenne des segments de jonction et C) = Correction la moyenne des segments de jonction + des 2 cohortes

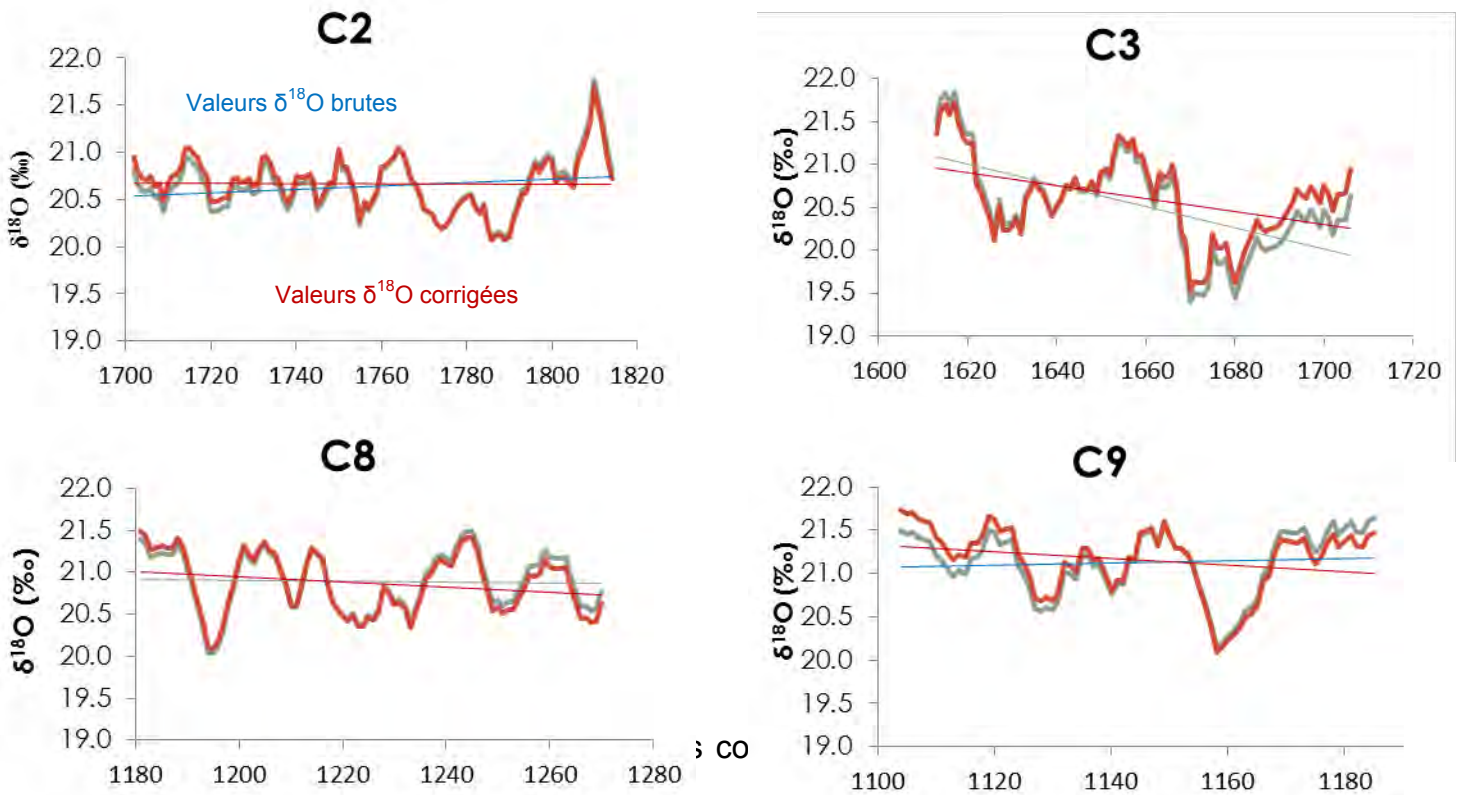


Figure 44. Comparaison valeurs $\delta^{18}O$ corrigées et brutes pour quatre cohortes particulières

L'interprétation des périodes de réchauffement ou de refroidissement ne sera pas modifiée. De plus, seule la C3 nous montre une correction supérieure à 0.3‰ (supérieure à l'erreur analytique), et ce uniquement pour une courte période allant de 1683 à 1705 soit 24 ans (période qui sera filtrée au final avec un filtre de 21 ans). Ceci confirme que la correction choisie n'est assez importante pour modifier significativement l'interprétation finale du climat (Figure 44). Enfin, comme montré dans la Figure 44 cette correction n'entraine pas non plus de modifications significatives des tendances sur le millénaire. Ainsi, nous avons choisi de modifier quelque peu la méthode de correction des cohortes proposée par Gagen *et al.,* 2012, en corrigeant cohorte par cohorte directement, puisque les résultats sont identiques et la méthode plus rapide que celle préalablement proposée de corriger arbre par arbre. Nous avons également choisi de corriger chaque cohorte par la régression linéaire obtenue pour la moyenne des segments de jonctions de par et d'autres d'une cohorte et la moyenne des valeurs $\delta^{18}O$ des deux cohortes successives qui se chevauchent.

ANNEXE 7. Patron de croissance des arbres vivants

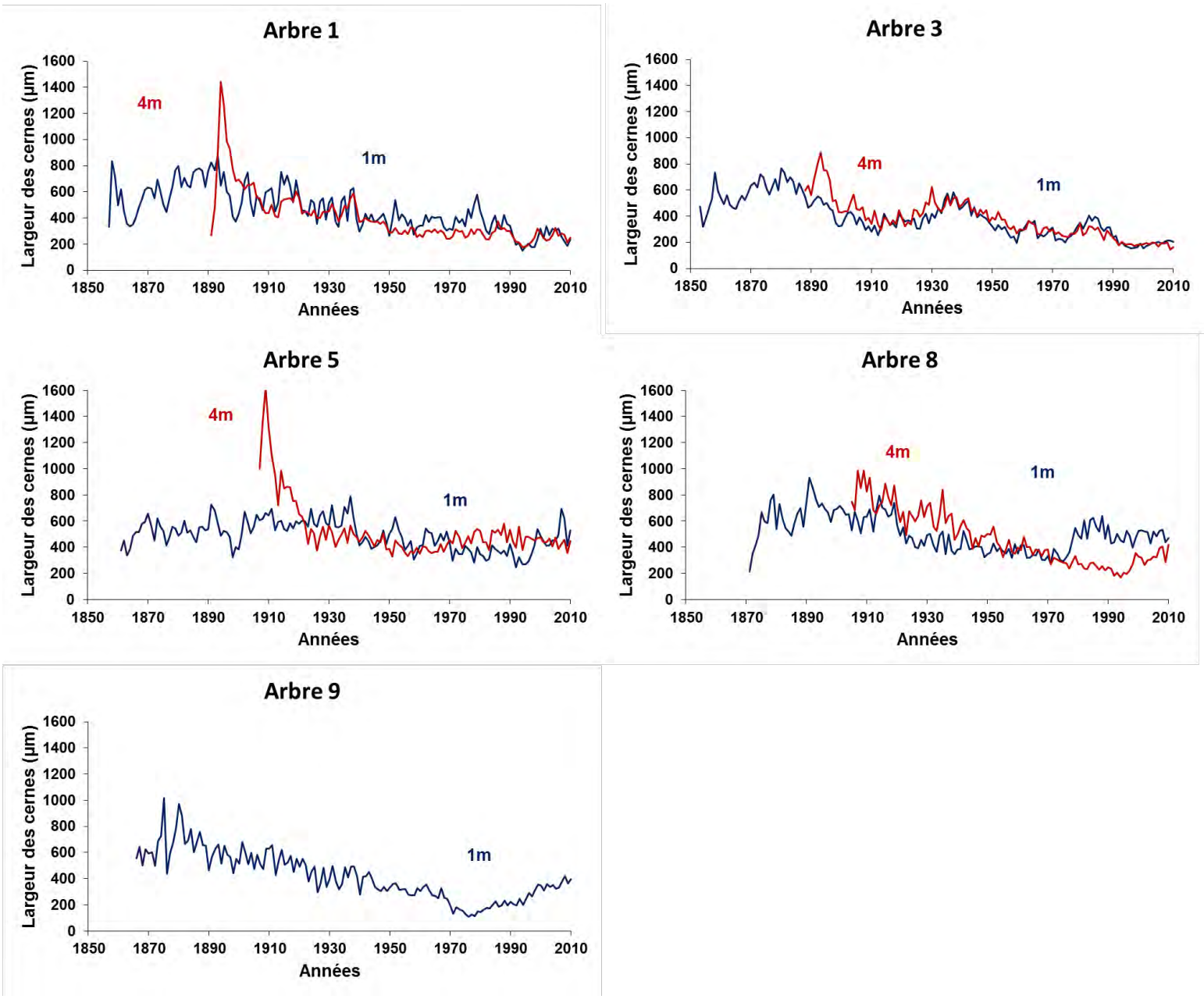


Figure 45. Patrons de croissance des arbres vivants. L'arbre 9 a seulement été découpé à 1 m car il a uniquement été utilisé pour la cohorte des vivants (CV).

ANNEXE 8. Comparaison i-STREC et STREC

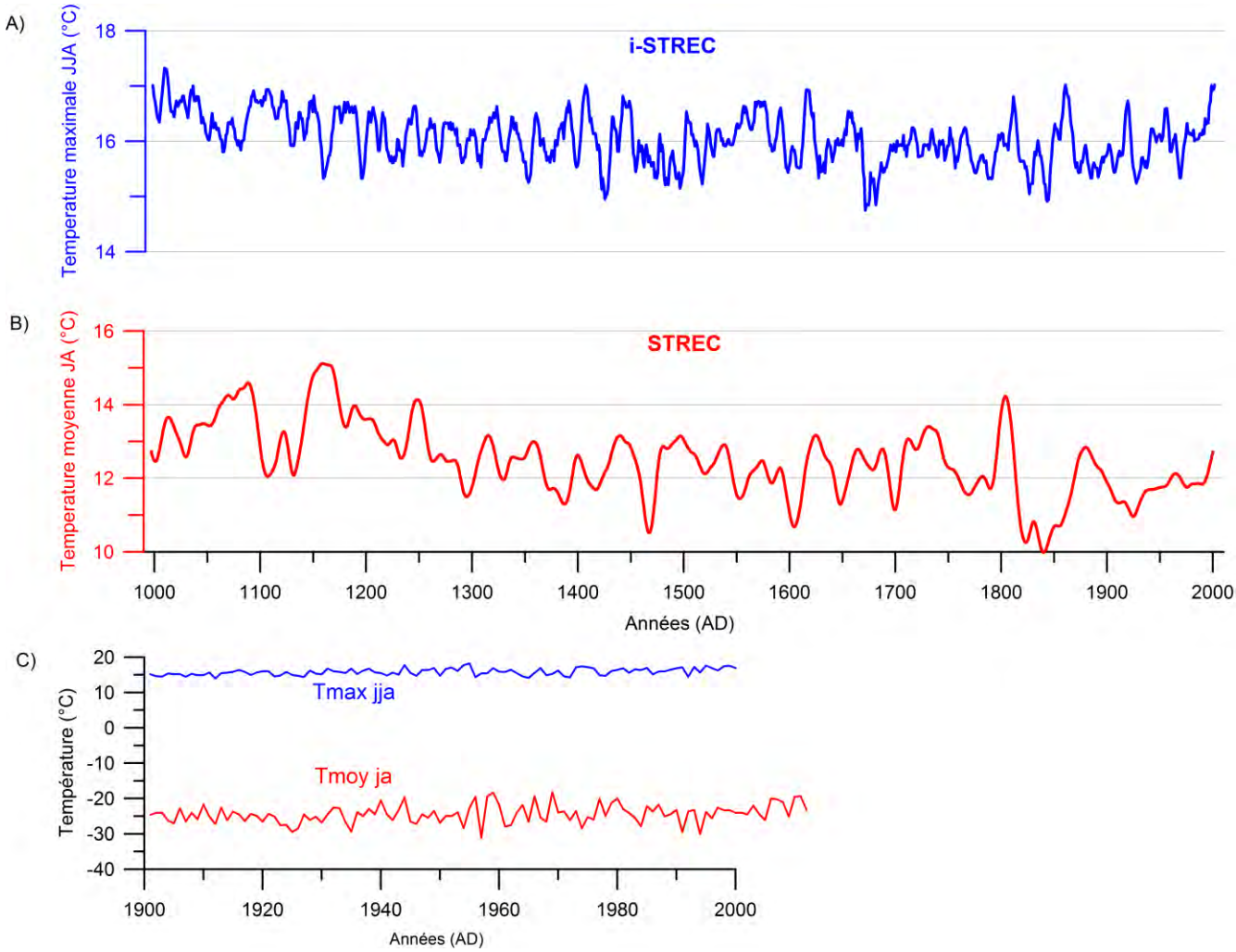


Figure 46. Comparaison i-STREC et STREC. A) i-STREC. B) STREC. C) Comparaison des températures moyenne de juillet à août (ligne rouge) aux températures maximales de juin à août (ligne bleue) sur la période 1900-2000 (données du CRU TS 3.1).

ANNEXE 9. Résultats $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des échantillons analysés

Tableau 7. Résultats $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des arbres vivants découpés annuellement.

$\delta^{13}C$(‰) Suess signifie que les valeurs sont corrigées pour l'effet Suess et $\delta^{13}C$(‰) PIN pour les effets Suess et de changement de pression atmosphérique de CO_2.

Arbre	Échantillons	Année(s)	$\delta^{13}C$ (‰) Suess	$\delta^{13}C$ (‰) PIN	$\delta^{18}O$ (‰)
1_1m	MN11001	2010	-22.5	-22.8	19.2
1_1m	MN11002	2009	-21.9	-21.9	18.0
1_1m	MN11003	2008	-22.9	-21.8	18.3
1_1m	MN11004	2007	-23.1	-22.1	18.2
1_1m	MN11005	2006	-22.9	-22.6	18.2
1_1m	MN11006	2005	-22.7	-22.2	20.9
1_1m	MN11007	2004	-23.2	-21.3	19.8
1_1m	MN11008	2003	-21.5	-21.5	18.2
1_1m	MN11009	2002	-22.6	-20.9	19.8
1_1m	MN11010	2001	-22.6	-22.4	21.1
1_1m	MN11011	2000	-22.5	-22.4	20.3
1_1m	MN11012	1999	-22.5	-22.4	19.6
1_1m	MN11013	1998	-22.9	-22.8	20.4
1_1m	MN11014	1997	-23.0	-22.7	20.3
1_1m	MN11015	1996	-22.8	-22.8	19.4
1_1m	MN11016	1995	-22.9	-23.2	19.2
1_1m	MN11017	1994	-22.1	-22.6	19.7
1_1m	MN11018	1993	-22.9	-23.2	17.8
1_1m	MN11019	1992	-23.1	-22.9	18.4
1_1m	MN11020	1991	-23.1	-23.0	18.9
1_1m	MN11021	1990	-22.5	-23.0	20.3
1_1m	MN11022	1989	-22.5	-22.8	18.4
1_1m	MN11023	1988	-22.2	-22.6	19.4
1_1m	MN11024	1987	-22.2	-22.6	18.5
1_1m	MN11025	1986	-22.2	-22.4	19.3
1_1m	MN11026	1985	-22.5	-22.6	18.5
1_1m	MN11027	1984	-22.3	-22.2	19.3
1_1m	MN11028	1983	-23.8	-21.7	18.8
1_1m	MN11029	1982	-21.0	-21.0	19.5
1_1m	MN11030	1981	-21.3	-21.3	18.8
1_1m	MN11031	1980	-21.6	-22.9	19.0
1_1m	MN11032	1979	-22.3	-23.9	21.0
1_1m	MN11033	1978	-22.5	-23.5	20.2
1_1m	MN11034	1977	-22.4	-23.2	20.7
1_1m	MN11035	1976	-22.1	-23.2	19.8
1_1m	MN11036	1975	-21.7	-22.9	22.3
1_1m	MN11037	1974	-22.5	-23.6	21.8
1_1m	MN11038	1973	-22.2	-23.1	20.0
1_1m	MN11039	1972	-22.6	-23.2	19.7
1_1m	MN11040	1971	-22.6	-23.3	19.9
1_1m	MN11041	1970	-22.7	-23.5	20.5
1_1m	MN11042	1969	-22.5	-23.2	20.5
1_1m	MN11043	1968	-21.2	-22.6	18.9
1_1m	MN11044	1967	-22.6	-23.7	19.9
1_1m	MN11045	1966	-23.2	-23.9	19.9
1_1m	MN11046	1965	-23.8	-24.4	19.2
1_1m	MN11047	1964	-23.2	-23.9	21.3
1_1m	MN11048	1963	-23.0	-23.0	21.6
1_1m	MN11049	1962	-23.3	-24.0	21.8
1_1m	MN11050	1961	-23.2	-23.7	22.3
1_1m	MN11051	1960	-22.6	-23.7	18.3
1_1m	MN11052	1959	-23.0	-23.9	20.8
1_1m	MN11053	1958	-23.2	-24.0	20.3
1_1m	MN11054	1957	-23.2	-23.7	20.2
1_1m	MN11055	1956	-23.4	-24.3	19.5
1_1m	MN11056	1955	-23.1	-23.8	21.5
1_1m	MN11057	1954	-22.3	-23.0	21.0
1_1m	MN11058	1953	-23.1	-23.7	21.0
1_1m	MN11059	1952	-23.2	-23.6	20.2
1_1m	MN11060	1951	-23.5	-23.5	19.5
1_1m	MN11061	1950	-24.5	-23.5	20.1
1_1m	MN11062	1949	-24.0	-23.9	22.8
1_1m	MN11063	1948	-23.3	-23.5	21.0
1_1m	MN11064	1947	-23.0	-23.5	20.8
1_1m	MN11065	1946	-23.5	-23.5	21.4
1_1m	MN11066	1945	-24.2	-23.9	20.1
1_1m	MN11067	1944	-23.4	-23.9	20.1
1_1m	MN11068	1943	-23.8	-23.8	19.9
1_1m	MN11069	1942	-24.1	-23.9	20.8
1_1m	MN11070	1941	-23.5	-23.9	21.3
1_1m	MN11071	1940	-23.8	-23.9	20.8
1_1m	MN11072	1939 - 1938	-24.3	-24.6	19.9
1_1m	MN11073	1937 - 1936	-23.9	-24.0	20.0
1_1m	MN11074	1935 - 1934	-24.3	-24.4	19.9
1_1m	MN11075	1933 - 1932	-24.7	-24.7	20.9
1_1m	MN11076	1931 - 1930	-24.2	-24.1	20
1_1m	MN11077	1929 - 1928	-24.0	-23.8	19.7
1_1m	MN11078	1927 - 1926	-24.9	-24.5	20.6
1_1m	MN11079	1925 - 1924	-24.0	-23.8	20.6
1_1m	MN11080	1923 - 1922	-24.8	-24.4	18.8
1_1m	MN11081	1921 - 1920	-24.0	-23.9	21.5
1_1m	MN11082	1919 - 1918	-24.1	-24.0	22.6
1_1m	MN11083	1917 - 1916	-23.3	-24.3	22.6
1_1m	MN11084	1915 - 1914	-23.8	-24.1	20.1
1_1m	MN11085	1913 - 1912	-24.9	-25.0	20.7
1_1m	MN11086	1911 - 1910	-23.7	-24.2	21.8
1_1m	MN11087	1909 - 1908	-24.6	-24.6	21.5
1_1m	MN11088	1907 - 1906	-23.5	-23.6	19
1_1m	MN11089	1905 - 1904	-24.4	-24.1	21.2
1_1m	MN11090	1903 - 1902	-23.4	-24.1	20.6
1_1m	MN11091	1901 - 1900	-24.1	-24.4	21.0
1_1m	MN11092	1899 - 1898	-23.7	-24.0	18.7
1_1m	MN11093	1897 - 1896	-24.2	-24.6	20.9
1_1m	MN11094	1895 - 1894	-24.3	-24.6	20.5
1_1m	MN11095	1893 - 1892	-24.1	-24.6	21.4
1_1m	MN11096	1891 - 1890	-24.7	-25.1	19.7
1_1m	MN11097	1889 - 1888	-23.9	-25.1	20.8
1_1m	MN11098	1887 - 1886	-24.3	-25.1	21.3
1_1m	MN11099	1885 - 1884	-23.8	-24.4	19.8
1_1m	MN11100	1883 - 1882	-24.6	-25.0	19.9
1_1m	MN11101	1881-1880	-24.3	-24.7	21.2
1_1m	MN11102	1879-1878	-24.2	-25.3	21.3
1_1m	MN11103	1877-1876	-24.8	-24.8	20.7
1_1m	MN11104	1875-1874	-25.1	-24.8	19.2
1_1m	MN11105	1873-1872	-25.2	-25.2	20.6
1_1m	MN11106	1871-1870	-24.5	-25.3	20.0
1_1m	MN11107	1869-1868	-25.4	-25.5	19.9
1_1m	MN11108	1867-1866	-24.6	-24.5	21.7
1_1m	MN11109	1865-1864	-24.8	-24.3	20.1
1_1m	MN11110	1863-1862	-25.1	-25.2	21.4
1_1m	MN11111	1861-1860	-25.2	-24.7	21
1_1m	MN11112	1859-1858	-24.8	-24.0	21.5
1_4m	MN11114	2010	-23.2	-21.7	18.8
1_4m	MN11115	2009	-22.4	-21.7	19.2
1_4m	MN11116	2008	-22.5	-21.0	18.5
1_4m	MN11117	2007	-22.7	-21.1	19.5
1_4m	MN11118	2006	-22.7	-21.9	19.1
1_4m	MN11119	2005	-22.4	-22.1	20.7
1_4m	MN11120	2004	-22.7	-21.8	21.4
1_4m	MN11121	2003	-22.0	-21.5	20.2
1_4m	MN11122	2002	-22.2	-22.0	20.4
1_4m	MN11123	2001	-22.4	-21.6	21.2
1_4m	MN11124	2000	-21.8	-21.7	21.3
1_4m	MN11125	1999	-22.7	-21.6	20.5
1_4m	MN11126	1998	-22.6	-21.9	21.1
1_4m	MN11127	1997	-22.4	-21.9	20.1
1_4m	MN11128	1996	-22.4	-21.8	19.2
1_4m	MN11129	1995	-22.6	-22.3	20.4
1_4m	MN11130	1994	-22.3	-22.2	19.7
1_4m	MN11131	1993	-22.3	-21.8	21.2
1_4m	MN11132	1992	-22.4	-20.5	19.6
1_4m	MN11133	1991	-22.2	-21.6	20.0
1_4m	MN11134	1990	-22.0	-21.7	20.6
1_4m	MN11135	1989	-22.4	-22.0	19.8
1_4m	MN11136	1988	-21.4	-21.6	19.4
1_4m	MN11137	1987	-22.3	-22.1	20.2
1_4m	MN11138	1986	-22.0	-21.8	20.5
1_4m	MN11139	1985	-22.3	-22.1	19.8
1_4m	MN11140	1984	-22.3	-22.2	19.4
1_4m	MN11141	1983	-22.1	-22.0	20.2
1_4m	MN11142	1982	-21.1	-20.9	20.2
1_4m	MN11143	1981	-20.8	-20.7	19.6
1_4m	MN11144	1980	-21.1	-21.0	20.3
1_4m	MN11145	1979	-22.6	-22.5	20.9
1_4m	MN11146	1978	-22.2	-21.8	20.2
1_4m	MN11147	1977	-21.2	-22.1	19.6
1_4m	MN11148	1976	-22.1	-21.6	20.1
1_4m	MN11149	1975	-21.7	-21.7	20.8
1_4m	MN11150	1974	-21.8	-21.7	19.9
1_4m	MN11151	1973	-22.0	-21.6	20.0
1_4m	MN11152	1972	-22.2	-22.1	21.2

Arbre	Échantillons	Année(s)	$\delta^{13}C$ (‰) Suess	$\delta^{13}C$ (‰) PIN	$\delta^{18}O$ (‰)
1_4m	MN11153	1971	-21.2	-21.1	20.3
1_4m	MN11154	1970	-21.3	-21.3	20.6
1_4m	MN11155	1969	-22.1	-22.0	19.9
1_4m	MN11156	1968	-21.7	-21.6	20.4
1_4m	MN11157	1967	-21.3	-21.2	20.5
1_4m	MN11158	1966	-22.1	-22.0	20.4
1_4m	MN11159	1965	-22.9	-22.8	20.3
1_4m	MN11160	1964	-22.6	-22.4	21.1
1_4m	MN11161	1963	-21.9	-21.8	22.1
1_4m	MN11162	1962	-22.4	-22.3	21.4
1_4m	MN11163	1961	-22.4	-22.3	20.7
1_4m	MN11164	1960	-22.3	-22.2	19.6
1_4m	MN11165	1959	-21.7	-21.6	20.6
1_4m	MN11166	1958	-22.5	-22.4	19.4
1_4m	MN11167	1957	-22.9	-22.8	20.5
1_4m	MN11168	1956	-23.2	-23.1	20.7
1_4m	MN11169	1955	-22.3	-22.2	21.7
1_4m	MN11170	1954	-22.2	-22.1	21.3
1_4m	MN11171	1953	-22.2	-22.1	20.6
1_4m	MN11172	1952	-22.7	-22.6	21.2
1_4m	MN11173	1951	-22.7	-22.6	20.2
1_4m	MN11174	1950	-22.9	-22.8	19.4
1_4m	MN11175	1949	-23.5	-23.5	21.4
1_4m	MN11176	1948	-23.1	-23.0	20.7
1_4m	MN11177	1947	-23.0	-22.9	19.2
1_4m	MN11178	1946	-23.5	-23.4	20.6
1_4m	MN11179	1945	-23.2	-23.1	20.9
1_4m	MN11180	1944	-22.8	-22.7	20.0
1_4m	MN11181	1943	-23.1	-23.0	19.1
1_4m	MN11182	1942	-23.6	-23.5	21.0
1_4m	MN11183	1941	-22.8	-22.7	22.0
1_4m	MN11184	1940	-23.2	-23.1	20.3
1_4m	MN11185	1939 - 1938	-23.7	-23.6	21.0
1_4m	MN11186	1937 - 1936	-24.5	-24.4	19.5
1_4m	MN11187	1935 - 1934	-24.6	-24.5	19.2
1_4m	MN11188	1933 - 1932	-22.8	-22.7	19.6
1_4m	MN11189	1931 - 1930	-24.2	-24.2	20.8
1_4m	MN11190	1929 - 1928	-24.5	-24.5	19.2
1_4m	MN11191	1927 - 1926	-24.9	-24.9	19.4
1_4m	MN11192	1925 - 1924	-22.4	-22.4	19.9
1_4m	MN11193	1923 - 1922	-25.1	-25.1	20.1
1_4m	MN11194	1921 - 1920	-23.7	-23.8	21.3
1_4m	MN11195	1919 - 1918	-23.8	-23.9	21.6
1_4m	MN11196	1917 - 1916	-22.0	-22.1	21.4
1_4m	MN11197	1915 - 1914	-24.0	-24.1	21.1
1_4m	MN11198	1913 - 1912	-24.0	-24.1	19.8
1_4m	MN11199	1911 - 1910	-23.6	-23.7	20.3
1_4m	MN11200	1909 - 1908	-23.1	-23.2	20.2
1_4m	MN11201	1907 - 1906	-24.4	-24.6	19.5
1_4m	MN11202	1905 - 1904	-22.2	-22.4	**21.4**
1_4m	MN11203	1903 - 1902	-24.0	-24.2	20.9
1_4m	MN11204	1901 - 1900	-24.8	-25.0	21.4
1_4m	MN11205	1899 - 1898	-25.0	-25.2	21.1
1_4m	MN11206	1897 - 1896	-22.9	-23.0	21.2
1_4m	MN11207	1895 - 1894	-24.0	-24.2	21.0
1_4m	MN11208	1893 - 1892	-23.1	-23.3	21.5
3_1m	MN11210	2010	-23.7	-23.4	19.1
3_1m	MN11211	2009	-23.8	-23.5	20.0
3_1m	MN11212	2008	-23.8	-23.5	20.0
3_1m	MN11213	2007	-23.8	-23.5	19.3
3_1m	MN11214	2006	-24.2	-24.0	19.9
3_1m	MN11215	2005	-23.8	-23.5	20.8
3_1m	MN11216	2004	-24.5	-24.4	19.9
3_1m	MN11217	2003	-22.8	-22.4	20.3
3_1m	MN11218	2002	-24.1	-22.8	19.7
3_1m	MN11219	2001	-24.0	-23.8	21.4
3_1m	MN11220	2000	-23.2	-23.1	20.7
3_1m	MN11221	1999	-23.6	-23.4	19.9
3_1m	MN11222	1998	-23.8	-23.6	20.1
3_1m	MN11223	1997	-24.1	-24.0	19.7
3_1m	MN11224	1996	-24.0	-23.8	20.2
3_1m	MN11225	1995	-23.3	-23.2	21.2
3_1m	MN11226	1994	-24.0	-23.9	18.7
3_1m	MN11227	1993	-24.4	-24.2	18.6
3_1m	MN11228	1992	-23.8	-23.7	20.7
3_1m	MN11229	1991	-24.0	-23.8	20.1
3_1m	MN11230	1990	-23.6	-23.5	19.6
3_1m	MN11231	1989	-23.4	-23.3	19.5
3_1m	MN11232	1988	-23.4	-23.2	19.9
3_1m	MN11233	1987	-23.6	-23.5	20.0
3_1m	MN11234	1986	-22.9	-22.8	19.5
3_1m	MN11235	1985	-23.1	-23.0	19.7
3_1m	MN11236	1984	-23.2	-23.1	20.3
3_1m	MN11237	1983	-23.2	-23.1	20.7
3_1m	MN11238	1982	-22.6	-22.5	20.8
3_1m	MN11239	1981	-22.8	-22.7	20.0
3_1m	MN11240	1980	-23.4	-23.3	19.1
3_1m	MN11241	1979	-23.1	-23.0	19.0

Arbre	Échantillons	Année(s)	$\delta^{13}C$ (‰) Suess	$\delta^{13}C$ (‰) PIN	$\delta^{18}O$ (‰)
3_1m	MN11242	1978	-23.4	-23.3	18.9
3_1m	MN11243	1977	-23.4	-23.3	19.5
3_1m	MN11244	1976	-22.8	-22.7	19.7
3_1m	MN11245	1975	-23.0	-22.9	17.4
3_1m	MN11246	1974	-23.0	-22.9	18.2
3_1m	MN11247	1973	-24.2	-24.1	19.3
3_1m	MN11248	1972	-23.7	-23.6	19.8
3_1m	MN11249	1971	-24.5	-24.4	18.4
3_1m	MN11250	1970	-23.8	-23.7	18.7
3_1m	MN11251	1969	-23.9	-23.8	19.5
3_1m	MN11252	1968	-23.7	-23.6	17.7
3_1m	MN11253	1967	-23.4	-23.3	19.7
3_1m	MN11254	1966	-23.9	-23.8	18.3
3_1m	MN11255	1965	-24.5	-24.4	19.2
3_1m	MN11256	1964	-25.4	-24.4	19.1
3_1m	MN11257	1963	-23.7	-23.6	18.8
3_1m	MN11258	1962	-24.4	-24.3	18.8
3_1m	MN11259	1961	-24.0	-23.9	18.9
3_1m	MN11260	1960	-24.3	-24.2	18.0
3_1m	MN11261	1959	-24.1	-23.9	20.9
3_1m	MN11262	1958	-24.8	-23.6	21.5
3_1m	MN11263	1957	-24.4	-24.3	19.2
3_1m	MN11264	1956	-24.4	-24.2	19.0
3_1m	MN11265	1955	-24.2	-24.0	18.5
3_1m	MN11266	1954	-24.0	-23.9	19.1
3_1m	MN11267	1953	-24.9	-24.7	19.7
3_1m	MN11268	1952	-24.3	-24.1	19.4
3_1m	MN11269	1951	-24.4	-24.3	20.0
3_1m	MN11270	1950	-25.2	-25.0	19.1
3_1m	MN11271	1949	-25.1	-25.0	20.1
3_1m	MN11272	1948	-24.5	-24.4	18.9
3_1m	MN11273	1947	-24.5	-24.4	18.1
3_1m	MN11274	1946	-24.8	-24.7	18.6
3_1m	MN11275	1945	-25.9	-25.4	19.1
3_1m	MN11276	1944	-25.2	-24.8	18.1
3_1m	MN11277	1943	-24.8	-24.7	17.9
3_1m	MN11278	1942	-25.8	-25.7	20.2
3_1m	MN11279	1941	-25.1	-25.0	21.9
3_1m	MN11280	1940	-24.8	-24.7	19.2
3_1m	MN11281	1939 - 1938	-23.3	-23.2	20.3
3_1m	MN11282	1937 - 1936	-24.4	-24.4	19.4
3_1m	MN11283	1935 - 1934	-24.6	-24.6	19.5
3_1m	MN11284	1933 - 1932	-24.4	-24.4	19.3
3_1m	MN11285	1931 - 1930	-25.7	-25.7	19.5
3_1m	MN11286	1929 - 1928	-23.4	-23.5	18.3
3_1m	MN11287	1927 - 1926	-23.6	-23.6	18.2
3_1m	MN11288	1925 - 1924	-22.9	-23.0	18.9
3_1m	MN11289	1923 - 1922	-24.8	-24.9	18.0
3_1m	MN11290	1921 - 1920	-24.7	-24.8	18.9
3_1m	MN11291	1919 - 1918	-24.5	-24.6	20.1
3_1m	MN11292	1917 - 1916	-24.9	-25.0	20.8
3_1m	MN11293	1915 - 1914	-21.7	-21.9	19.5
3_1m	MN11294	1913 - 1912	-24.2	-24.3	18.7
3_1m	MN11295	1911 - 1910	-25.8	-25.9	19.9
3_1m	MN11296	1909 - 1908	-24.4	-24.6	19.7
3_1m	MN11297	1907 - 1906	-24.5	-24.7	18.8
3_1m	MN11298	1905 - 1904	-24.6	-24.8	20.4
3_1m	MN11299	1903 - 1902	-24.2	-24.4	19.9
3_1m	MN11300	1901 - 1900	-24.5	-24.7	20.2
3_1m	MN11301	1899 - 1898	-25.7	-25.9	20.3
3_1m	MN11302	1897 - 1896	-25.0	-25.2	21.1
3_1m	MN11303	1895 - 1894	-24.5	-24.7	20.5
3_1m	MN11304	1893 - 1892	-24.8	-25.0	20.9
3_1m	MN11305	1891 - 1890	-24.7	-24.9	20.7
3_1m	MN11306	1889 - 1888	-24.5	-24.7	20.2
3_1m	MN11307	1888 - 1887	-24.9	-25.1	21.0
3_1m	MN11308	1887 - 1886	-24.8	-24.9	20.2
3_1m	MN11309	1886 - 1885	-21.0	-25.2	19.8
3_1m	MN11310	1885 - 1884	-25.5	-25.6	20.4
3_1m	MN11311	1884 - 1883	-25.4	-25.5	21.1
3_1m	MN11312	1883 - 1882	-24.9	-25.0	20.4
3_1m	MN11313	1882 - 1881	-25.5	-25.6	19.5
3_1m	MN11314	1881 - 1880	-24.7	-24.8	20.5
3_1m	MN11315	1880 - 1879	-25.5	-25.6	19.5
3_1m	MN11316	1879 - 1878	-25.8	-25.9	19.9
3_1m	MN11317	1878 - 1877	-25.1	-25.2	21.3
3_1m	MN11318	1877 - 1876	-25.2	-25.3	19.6
3_1m	MN11319	1876 - 1875	-24.2	-24.3	20.9
3_1m	MN11320	1875 - 1874	-26.1	-26.2	21.2
3_1m	MN11321	1874 - 1873	-25.5	-25.5	20.9
3_4m	MN11325	2010	-23.6	-22.5	18.7
3_4m	MN11326	2009	-23.4	-23.0	19.2
3_4m	MN11327	2008	-24.5	-23.5	18.0
3_4m	MN11328	2007	-24.6	-23.6	18.5
3_4m	MN11329	2006	-23.6	-22.6	20.1
3_4m	MN11330	2005	-24.0	-23.1	21.2
3_4m	MN11331	2004	-24.2	-23.1	19.2
3_4m	MN11332	2003	-23.8	-23.0	19.2

Arbre	Échantillons	Année(s)	$\delta^{13}C$ (‰) Suess	$\delta^{13}C$ (‰) PIN	$\delta^{18}O$ (‰)
3_4m	MN11333	2002	-23.7	-23.0	20.9
3_4m	MN11334	2001	-24.3	-23.6	22.1
3_4m	MN11335	2000	-23.7	-22.9	20.2
3_4m	MN11336	1999	-23.7	-23.0	20.1
3_4m	MN11337	1998	-24.1	-23.5	21.7
3_4m	MN11338	1997	-24.2	-23.6	20.7
3_4m	MN11339	1996	-23.6	-23.0	21.2
3_4m	MN11340	1995	-24.1	-23.5	19.7
3_4m	MN11341	1994	-24.2	-23.9	19.6
3_4m	MN11342	1993	-23.9	-23.4	19.5
3_4m	MN11343	1992	-23.9	-23.4	19.7
3_4m	MN11344	1991	-24.1	-23.6	19.7
3_4m	MN11345	1990	-23.6	-23.1	20.3
3_4m	MN11346	1989	-24.2	-23.7	20.8
3_4m	MN11347	1988	-23.2	-22.8	21.1
3_4m	MN11348	1987	-23.9	-23.5	19.7
3_4m	MN11349	1986	-22.8	-22.7	20.3
3_4m	MN11350	1985	-23.9	-23.5	20.1
3_4m	MN11351	1984	-23.7	-23.3	19.8
3_4m	MN11352	1983	-23.5	-23.1	20.7
3_4m	MN11353	1982	-23.5	-23.0	19.8
3_4m	MN11354	1981	-23.0	-22.7	21.1
3_4m	MN11355	1980	-23.4	-23.2	19.4
3_4m	MN11356	1979	-23.2	-22.9	20.7
3_4m	MN11357	1978	-23.2	-23.0	19.9
3_4m	MN11358	1977	-22.6	-22.9	19.0
3_4m	MN11359	1976	-22.9	-22.6	21.5
3_4m	MN11360	1975	-23.1	-22.8	22.1
3_4m	MN11361	1974	-22.7	-23.0	20.1
3_4m	MN11362	1973	-23.2	-23.6	19.8
3_4m	MN11363	1972	-23.6	-23.3	19.9
3_4m	MN11364	1971	-23.8	-23.6	18.4
3_4m	MN11365	1970	-22.3	-22.7	20.1
3_4m	MN11366	1969	-23.5	-23.8	19.9
3_4m	MN11367	1968	-22.8	-22.5	20.3
3_4m	MN11368	1967	-23.5	-23.3	20.3
3_4m	MN11369	1966	-24.0	-23.9	19.1
3_4m	MN11370	1965	-24.3	-24.6	19.5
3_4m	MN11371	1964	-24.1	-24.2	20.7
3_4m	MN11372	1963	-23.8	-23.5	20.7
3_4m	MN11373	1962	-23.5	-23.8	21.6
3_4m	MN11374	1961	-23.4	-23.7	21.5
3_4m	MN11375	1960	-24.1	-23.8	19.5
3_4m	MN11376	1959	-23.6	-23.4	20.7
3_4m	MN11377	1958	-24.4	-24.3	21.1
3_4m	MN11378	1957	-23.7	-24.0	21.0
3_4m	MN11379	1956	-24.6	-24.3	19.3
3_4m	MN11380	1955	-24.2	-24.0	21.2
3_4m	MN11381	1954	-23.1	-23.5	23.2
3_4m	MN11382	1953	-23.5	-23.8	21.1
3_4m	MN11383	1952	-22.9	-22.7	21.1
3_4m	MN11384	1951	-24.5	-24.2	20.2
3_4m	MN11385	1950	-24.6	-24.9	21.1
3_4m	MN11386	1949	-25.1	-24.5	21.0
3_4m	MN11387	1948	-24.2	-24.2	20.5
3_4m	MN11388	1947	-24.6	-24.3	21.1
3_4m	MN11389	1946	-24.1	-24.5	20.5
3_4m	MN11390	1945	-24.9	-24.9	19.8
3_4m	MN11391	1944	-25.0	-24.8	20.0
3_4m	MN11392	1943	-24.6	-24.4	19.7
3_4m	MN11393	1942	-24.5	-24.8	21.1
3_4m	MN11394	1941	-25.2	-24.9	21.9
3_4m	MN11395	1940	-25.1	-24.9	20.7
3_4m	MN11396	1939	-24.5	-24.2	20.9
3_4m	MN11397	1938	-25.7	-25.5	19.2
3_4m	MN11398	1937	-25.7	-25.5	18.7
3_4m	MN11399	1936	-25.1	-24.9	19.3
3_4m	MN11400	1935	-25.1	-24.9	18.8
3_4m	MN11401	1934	-25.3	-25.1	17.3
3_4m	MN11402	1933	-26.1	-25.9	19.3
3_4m	MN11403	1932	-25.2	-25.0	19.2
3_4m	MN11404	1931	-25.6	-25.4	19.2
3_4m	MN11405	1930	-26.1	-25.9	21.0
3_4m	MN11406	1929	-25.9	-25.7	21.1
3_4m	MN11407	1928	-25.3	-25.5	21.8
3_4m	MN11408	1927	-26.3	-26.2	20.0
3_4m	MN11409	1926	-25.8	-25.7	19.1
3_4m	MN11410	1925	-25.7	-25.6	20.6
3_4m	MN11411	1924	-25.4	-25.6	20.7
3_4m	MN11412	1923	-25.0	-25.0	18.5
3_4m	MN11413	1922	-25.1	-25.1	19.6
3_4m	MN11414	1921	-25.2	-25.3	18.5
3_4m	MN11415	1920	-25.1	-25.3	20.5
3_4m	MN11416	1919	-24.9	-25.0	21.0
3_4m	MN11417	1918	-25.3	-25.4	19.9
3_4m	MN11418	1917	-25.7	-25.9	20.1
3_4m	MN11419	1916	-24.6	-24.9	20.7
3_4m	MN11420	1915	-25.3	-25.5	18.3

Arbre	Échantillons	Année(s)	$\delta^{13}C$ (‰) Suess	$\delta^{13}C$ (‰) PIN	$\delta^{18}O$ (‰)
5_1m	MN11422	2010	-23.2	-23.0	20.0
5_1m	MN11423	2009	-22.6	-22.4	19.4
5_1m	MN11424	2008	-23.3	-23.1	19.7
5_1m	MN11425	2007	-23.9	-23.6	19.4
5_1m	MN11426	2006	-23.3	-23.0	21.3
5_1m	MN11427	2005	-23.1	-22.9	22.6
5_1m	MN11428	2004	-24.0	-23.7	20.0
5_1m	MN11429	2003	-22.8	-22.6	20.0
5_1m	MN11430	2002	-23.0	-22.8	21.6
5_1m	MN11431	2001	-23.5	-23.3	22.2
5_1m	MN11432	2000	-23.2	-22.9	20.9
5_1m	MN11433	1999	-23.9	-23.7	20.3
5_1m	MN11434	1998	-23.4	-23.2	19.8
5_1m	MN11435	1997	-23.9	-23.6	21.4
5_1m	MN11436	1996	-23.1	-22.9	20.1
5_1m	MN11437	1995	-23.2	-22.9	22.0
5_1m	MN11438	1994	-23.1	-22.9	20.6
5_1m	MN11439	1993	-23.2	-23.0	22.2
5_1m	MN11440	1992	-23.5	-23.3	19.8
5_1m	MN11441	1991	-23.4	-23.1	20.9
5_1m	MN11442	1990	-23.1	-22.9	21.8
5_1m	MN11443	1989	-23.6	-23.4	19.6
5_1m	MN11444	1988	-23.3	-23.1	20.7
5_1m	MN11445	1987	-23.9	-23.7	20.1
5_1m	MN11446	1986	-22.8	-22.6	20.6
5_1m	MN11447	1985	-23.7	-23.6	21.2
5_1m	MN11448	1984	-23.9	-23.7	20.0
5_1m	MN11449	1983	-23.8	-23.6	21.5
5_1m	MN11450	1982	-22.2	-21.9	20.8
5_1m	MN11451	1981	-22.5	-22.3	21.3
5_1m	MN11452	1980	-23.1	-22.8	19.4
5_1m	MN11453	1979	-23.4	-23.1	21.5
5_1m	MN11454	1978	-23.7	-23.4	21.5
5_1m	MN11455	1977	-23.7	-23.5	20.6
5_1m	MN11456	1976	-22.7	-22.5	21.1
5_1m	MN11457	1975	-23.0	-22.8	21.8
5_1m	MN11458	1974	-23.1	-22.9	21.5
5_1m	MN11459	1973	-23.0	-22.7	20.8
5_1m	MN11460	1972	-23.5	-23.2	20.1
5_1m	MN11461	1971	-23.9	-23.6	19.5
5_1m	MN11462	1970	-23.6	-23.4	21.4
5_1m	MN11463	1969	-23.1	-22.9	20.5
5_1m	MN11464	1968	-23.3	-23.1	19.7
5_1m	MN11465	1967	-23.3	-23.1	19.9
5_1m	MN11466	1966	-24.5	-24.2	19.4
5_1m	MN11467	1965	-24.5	-24.3	19.4
5_1m	MN11468	1964	-24.0	-23.8	21.1
5_1m	MN11469	1963	-24.0	-23.8	20.9
5_1m	MN11470	1962	-23.6	-23.4	21.8
5_1m	MN11471	1961	-23.6	-23.4	21.0
5_1m	MN11472	1960	-24.4	-24.1	20.2
5_1m	MN11473	1959	-23.2	-23.0	20.8
5_1m	MN11474	1958	-23.8	-23.6	20.0
5_1m	MN11475	1957	-24.2	-24.0	20.9
5_1m	MN11476	1956	-23.7	-23.5	20.1
5_1m	MN11477	1955	-23.0	-22.8	22.1
5_1m	MN11478	1954	-23.4	-23.2	22.6
5_1m	MN11479	1953	-23.5	-23.3	21.3
5_1m	MN11480	1952	-24.1	-23.9	20.4
5_1m	MN11481	1951	-24.5	-24.2	19.6
5_1m	MN11482	1950	-24.3	-24.1	19.7
5_1m	MN11483	1949	-24.1	-23.9	21.4
5_1m	MN11484	1948	-24.0	-23.7	20.5
5_1m	MN11485	1947	-23.9	-23.7	20.8
5_1m	MN11486	1946	-23.3	-23.1	20.1
5_1m	MN11487	1945	-24.4	-24.2	20.3
5_1m	MN11488	1944	-24.1	-23.9	20.5
5_1m	MN11489	1943	-24.0	-23.8	20.0
5_1m	MN11490	1942	-24.0	-23.8	20.8
5_1m	MN11491	1941	-24.1	-23.9	22.8
5_1m	MN11492	1940	-24.1	-23.9	20.7
5_1m	MN11493	1939 - 1938	-23.3	-23.1	20.7
5_1m	MN11494	1937 - 1936	-23.8	-23.6	20.2
5_1m	MN11495	1935 - 1934	-24.3	-24.1	20.0
5_1m	MN11496	1933 - 1932	-24.3	-24.1	20.2
5_1m	MN11497	1931 - 1930	-24.1	-23.9	19.8
5_1m	MN11498	1929 - 1928	-24.5	-24.3	19.9
5_1m	MN11499	1927 - 1926	-25.1	-25.0	20.5
5_1m	MN11500	1925 - 1924	-24.0	-23.8	19.8
5_1m	MN11501	1923 - 1922	-24.9	-24.7	19.5
5_1m	MN11502	1921 - 1920	-24.6	-24.4	21.9
5_1m	MN11503	1919 - 1918	-24.5	-24.4	23.0
5_1m	MN11504	1917 - 1916	-23.7	-23.6	21.8
5_1m	MN11505	1915 - 1914	-24.2	-24.2	20.4
5_1m	MN11506	1913 - 1912	-24.3	-24.3	18.6
5_1m	MN11507	1911 - 1910	-24.3	-24.2	20.3
5_1m	MN11508	1909 - 1908	-24.4	-24.4	20.9
5_1m	MN11509	1907 - 1906	-24.5	-24.5	18.9

Arbre	Échantillons	Année(s)	$\delta^{13}C$ (‰) Suess	$\delta^{13}C$ (‰) PIN	$\delta^{18}O$ (‰)
5_1m	MN11510	1905 - 1904	-24.3	-24.3	19.1
5_1m	MN11511	1903 - 1902	-24.0	-24.0	19.3
5_1m	MN11512	1901 - 1900	-23.8	-23.9	20.4
5_1m	MN11513	1899 - 1898	-23.8	-23.9	19.8
5_1m	MN11514	1897 - 1896	-23.3	-23.5	20.1
5_1m	MN11515	1895 - 1894	-23.7	-23.9	20.1
5_1m	MN11516	1893 - 1892	-23.5	-23.7	20.7
5_1m	MN11517	1891 - 1890	-23.8	-24.0	18.9
5_1m	MN11518	1889 - 1888	-23.4	-23.6	19.2
5_1m	MN11519	1888 - 1887	-23.9	-24.1	20.0
5_1m	MN11520	1887 - 1886	-24.0	-24.2	19.5
5_1m	MN11521	1886 - 1885	-24.1	-24.2	18.6
5_1m	MN11522	1885 - 1884	-23.7	-23.8	20.3
5_1m	MN11523	1884 - 1883	-23.7	-23.9	22.6
5_1m	MN11524	1883 - 1882	-23.4	-23.5	20.3
5_1m	MN11525	1882 - 1881	-24.5	-24.6	18.4
5_1m	MN11526	1881 - 1880	-25.0	-25.1	18.5
5_4m	MN11528	2010	-23.5	-23.0	19.9
5_4m	MN11529	2009	-23.6	-23.2	19.7
5_4m	MN11530	2008	-23.7	-23.2	19.2
5_4m	MN11531	2007	-23.8	-23.4	19.1
5_4m	MN11532	2006	-23.0	-22.7	20.9
5_4m	MN11533	2005	-22.8	-22.4	21.9
5_4m	MN11534	2004	-23.7	-23.3	21.5
5_4m	MN11535	2003	-23.4	-23.0	20.0
5_4m	MN11536	2002	-23.6	-23.3	20.2
5_4m	MN11537	2001	-22.8	-22.5	21.5
5_4m	MN11538	2000	-22.3	-21.9	21.1
5_4m	MN11539	1999	-23.2	-22.9	21.2
5_4m	MN11540	1998	-22.8	-22.5	21.6
5_4m	MN11541	1997	-23.4	-23.1	21.0
5_4m	MN11542	1996	-23.0	-22.7	21.2
5_4m	MN11543	1995	-23.2	-22.9	21.4
5_4m	MN11544	1994	-23.6	-23.3	19.6
5_4m	MN11545	1993	-23.4	-23.1	20.6
5_4m	MN11546	1992	-23.1	-22.8	20.2
5_4m	MN11547	1991	-23.4	-23.1	22.0
5_4m	MN11548	1990	-23.2	-22.9	23.4
5_4m	MN11549	1989	-23.7	-23.4	19.9
5_4m	MN11550	1988	-23.7	-23.4	21.5
5_4m	MN11551	1987	-23.5	-23.2	20.9
5_4m	MN11552	1986	-22.9	-22.6	20.3
5_4m	MN11553	1985	-25.1	-24.8	20.0
5_4m	MN11554	1984	-22.8	-22.6	20.2
5_4m	MN11555	1983	-23.8	-23.5	24.2
5_4m	MN11556	1982	-23.0	-22.7	21.1
5_4m	MN11557	1981	-22.8	-22.6	21.6
5_4m	MN11558	1980	-22.7	-22.5	19.6
5_4m	MN11559	1979	-23.4	-23.2	21.7
5_4m	MN11560	1978	-23.2	-23.0	20.6
5_4m	MN11561	1977	-23.5	-23.4	20.4
5_4m	MN11562	1976	-23.0	-22.8	22.4
5_4m	MN11563	1975	-23.1	-22.9	23.9
5_4m	MN11564	1974	-23.3	-23.1	22.3
5_4m	MN11565	1973	-23.4	-23.2	21.5
5_4m	MN11566	1972	-23.9	-23.7	21.0
5_4m	MN11567	1971	-23.7	-23.5	19.6
5_4m	MN11568	1970	-23.6	-23.4	19.1
5_4m	MN11569	1969	-23.4	-23.2	19.9
5_4m	MN11570	1968	-22.9	-22.7	19.7
5_4m	MN11571	1967	-23.3	-23.1	20.3
5_4m	MN11572	1966	-23.8	-23.6	18.9
5_4m	MN11573	1965	-24.3	-24.1	20.2
5_4m	MN11574	1964	-24.5	-24.3	21.9
5_4m	MN11575	1963	-24.0	-23.8	20.0
5_4m	MN11576	1962	-23.7	-23.6	21.6
5_4m	MN11577	1961	-24.1	-23.9	20.0
5_4m	MN11578	1960	-24.0	-23.8	19.1
5_4m	MN11579	1959	-23.7	-23.5	20.3
5_4m	MN11580	1958	-24.1	-24.0	19.7
5_4m	MN11581	1957	-24.5	-24.3	21.0
5_4m	MN11582	1956	-24.1	-23.9	20.1
5_4m	MN11583	1955	-24.0	-23.8	21.7
5_4m	MN11584	1954	-23.4	-23.2	23.5
5_4m	MN11585	1953	-23.8	-23.6	20.8
5_4m	MN11586	1952	-24.0	-23.8	23.3
5_4m	MN11587	1951	-24.8	-24.6	20.0
5_4m	MN11588	1950	-24.5	-24.3	20.6
5_4m	MN11589	1949	-24.4	-24.2	21.9
5_4m	MN11590	1948	-24.1	-23.9	20.6
5_4m	MN11591	1947	-24.1	-23.9	20.6
5_4m	MN11592	1946	-24.2	-24.0	19.4
5_4m	MN11593	1945	-24.7	-24.6	20.3
5_4m	MN11594	1944	-24.7	-24.5	20.0
5_4m	MN11595	1943	-24.6	-24.4	19.3
5_4m	MN11596	1942	-24.7	-24.5	21.0
5_4m	MN11597	1941	-23.9	-23.7	22.0
5_4m	MN11598	1940	-24.3	-24.1	20.7

Arbre	Échantillons	Année(s)	$\delta^{13}C$ (‰) Suess	$\delta^{13}C$ (‰) PIN	$\delta^{18}O$ (‰)
5_4m	MN11599	1939 - 1938	-24.0	-23.8	20.4
5_4m	MN11600	1937 - 1936	-24.5	-24.3	18.3
5_4m	MN11601	1935 - 1934	-25.0	-24.8	19.0
5_4m	MN11602	1933 - 1932	-24.7	-24.5	20.9
5_4m	MN11603	1931 - 1930	-24.1	-24.0	18.9
5_4m	MN11604	1929 - 1928	-25.3	-25.1	19.4
5_4m	MN11605	1927 - 1926	-25.1	-25.0	19.6
5_4m	MN11606	1925 - 1924	-24.9	-24.8	20.0
5_4m	MN11607	1923 - 1922	-25.5	-25.5	18.6
5_4m	MN11608	1921 - 1920	-24.8	-24.8	20.4
5_4m	MN11609	1919 - 1918	-25.2	-25.2	20.1
5_4m	MN11610	1917 - 1916	-24.1	-24.1	21.9
5_4m	MN11611	1915 - 1914	-20.8	-20.9	20.1
5_4m	MN11612	1913 - 1912	-24.7	-24.8	18.9
5_4m	MN11613	1911 - 1910	-24.3	-24.4	18.0
8_1m	MN11616	2010	-23.9	-23.1	19.4
8_1m	MN11617	2009	-23.1	-22.3	19.3
8_1m	MN11618	2008	-22.4	-21.6	20.4
8_1m	MN11619	2007	-23.4	-22.7	20.6
8_1m	MN11620	2006	-22.9	-22.1	20.0
8_1m	MN11621	2005	-22.4	-21.4	21.0
8_1m	MN11622	2004	-22.2	-22.0	20.3
8_1m	MN11623	2003	-22.2	-21.5	21.3
8_1m	MN11624	2002	-23.1	-22.5	21.4
8_1m	MN11625	2001	-22.5	-21.9	22.8
8_1m	MN11626	2000	-22.5	-21.9	21.8
8_1m	MN11627	1999	-22.4	-21.8	19.6
8_1m	MN11628	1998	-22.4	-21.9	20.7
8_1m	MN11629	1997	-22.3	-21.8	21.5
8_1m	MN11630	1996	-22.6	-22.1	21.4
8_1m	MN11631	1995	-22.7	-22.2	23.0
8_1m	MN11632	1994	-23.2	-22.7	20.0
8_1m	MN11633	1993	-23.2	-22.7	21.9
8_1m	MN11634	1992	-23.4	-23.0	21.4
8_1m	MN11635	1991	-23.4	-23.0	22.4
8_1m	MN11636	1990	-23.3	-22.9	19.9
8_1m	MN11637	1989	-22.6	-22.2	18.6
8_1m	MN11638	1988	-23.3	-22.9	20.6
8_1m	MN11639	1987	-23.1	-22.8	20.3
8_1m	MN11640	1986	-22.3	-21.9	21.1
8_1m	MN11641	1985	-23.3	-22.9	21.2
8_1m	MN11642	1984	-22.8	-22.4	21.4
8_1m	MN11643	1983	-22.1	-21.8	21.1
8_1m	MN11644	1982	-22.8	-22.4	21.4
8_1m	MN11645	1981	-22.4	-22.0	21.5
8_1m	MN11646	1980	-23.0	-22.6	19.2
8_1m	MN11647	1979	-21.8	-21.4	20.8
8_1m	MN11648	1978	-22.6	-22.2	20.9
8_1m	MN11649	1977	-23.9	-23.5	20.8
8_1m	MN11650	1976	-21.9	-21.5	21.5
8_1m	MN11651	1975	-21.7	-21.3	22.2
8_1m	MN11652	1974	-21.8	-21.4	21.3
8_1m	MN11653	1973	-22.2	-21.9	21.1
8_1m	MN11654	1972	-22.6	-22.2	20.4
8_1m	MN11655	1971	-23.0	-22.6	20.1
8_1m	MN11656	1970	-22.8	-22.4	20.1
8_1m	MN11657	1969	-22.9	-22.5	20.1
8_1m	MN11658	1968	-22.3	-21.9	20.6
8_1m	MN11659	1967	-22.5	-22.2	20.7
8_1m	MN11660	1966	-22.8	-22.4	19.5
8_1m	MN11661	1965	-22.7	-22.3	20.4
8_1m	MN11662	1964	-22.1	-21.7	21.3
8_1m	MN11663	1963	-22.9	-22.5	21.4
8_1m	MN11664	1962	-22.5	-22.2	21.7
8_1m	MN11665	1961	-23.4	-23.0	22.5
8_1m	MN11666	1960	-22.9	-22.5	19.5
8_1m	MN11667	1959	-23.2	-22.8	20.1
8_1m	MN11668	1958	-23.6	-23.2	21.7
8_1m	MN11669	1957	-23.5	-23.1	20.7
8_1m	MN11670	1956	-23.4	-23.0	22.5
8_1m	MN11671	1955	-23.1	-22.7	21.2
8_1m	MN11672	1954	-22.8	-22.5	22.8
8_1m	MN11673	1953	-23.4	-23.0	20.1
8_1m	MN11674	1952	-23.6	-23.2	20.3
8_1m	MN11675	1951	-24.1	-23.7	21.0
8_1m	MN11676	1950	-24.1	-23.7	20.2
8_1m	MN11677	1949	-23.5	-23.1	20.5
8_1m	MN11678	1948	-23.7	-23.3	22.1
8_1m	MN11679	1947	-23.8	-23.4	22.8
8_1m	MN11680	1946	-23.5	-23.2	21.7
8_1m	MN11681	1945	-23.6	-23.2	20.0
8_1m	MN11682	1944	-23.5	-23.1	20.5
8_1m	MN11683	1943	-23.8	-23.4	21.6
8_1m	MN11684	1942	-23.8	-23.4	20.7
8_1m	MN11685	1941	-23.2	-22.9	22.4
8_1m	MN11686	1940	-23.9	-23.5	20.4
8_1m	MN11687	1939 - 1938	-23.6	-23.2	20.3
8_1m	MN11688	1937 - 1936	-24.3	-23.9	20.5

Arbre	Échantillons	Année(s)	$\delta^{13}C$ (‰) Suess	$\delta^{13}C$ (‰) PIN	$\delta^{18}O$ (‰)
8_1m	MN11689	1935 - 1934	-24.5	-24.1	18.9
8_1m	MN11690	1933 - 1932	-24.2	-23.8	20.3
8_1m	MN11691	1931 - 1930	-23.7	-23.4	20.7
8_1m	MN11692	1929 - 1928	-24.9	-24.6	21.1
8_1m	MN11693	1927 - 1926	-24.8	-24.5	19.4
8_1m	MN11694	1925 - 1924	-25.0	-24.6	19.7
8_1m	MN11695	1923 - 1922	-24.2	-23.9	20.9
8_1m	MN11696	1921 - 1920	-24.2	-23.9	20.5
8_1m	MN11697	1919 - 1918	-24.4	-24.1	20.7
8_1m	MN11698	1917 - 1916	-22.7	-22.4	22.9
8_1m	MN11699	1915 - 1914	-24.5	-24.2	21.1
8_1m	MN11700	1913 - 1912	-24.7	-24.4	21.5
8_1m	MN11701	1911 - 1910	-23.9	-23.7	23.8
8_1m	MN11702	1910 – 1909	-24.1	-23.9	20.5
8_1m	MN11703	1909 - 1908	-24.5	-24.3	19.3
8_1m	MN11704	1908 - 1907	-24.8	-24.7	20.8
8_1m	MN11705	1907 - 1906	-24.2	-24.1	20.9
8_1m	MN11706	1906 - 1905	-24.3	-24.2	19.6
8_1m	MN11707	1905 - 1904	-23.9	-23.9	19.9
8_1m	MN11708	1904 - 1903	-24.3	-24.3	21.7
8_1m	MN11709	1903 - 1902	-23.7	-23.7	21.1
8_1m	MN11710	1902 - 1901	-23.9	-23.9	22.8
8_1m	MN11711	1901 - 1900	-23.7	-23.7	20.1
8_1m	MN11712	1900 - 1899	-24.0	-24.1	19.1
8_1m	MN11713	1899 - 1898	-23.2	-23.2	20.1
8_1m	MN11714	1898 - 1897	-24.2	-24.3	20.2
8_1m	MN11715	1897 - 1896	-23.3	-23.4	19.5
8_1m	MN11716	1896 - 1895	-23.3	-23.4	21.1
8_1m	MN11717	1895 - 1894	-23.7	-23.8	21.5
8_1m	MN11718	1894 - 1893	-23.3	-23.4	20.9
8_1m	MN11719	1893 - 1892	-23.8	-23.9	19.2
8_4m	MN11727	2010	-22.8	-22.2	19.8
8_4m	MN11728	2009	-23.1	-22.4	20.8
8_4m	MN11729	2008	-22.2	-21.5	21.7
8_4m	MN11730	2007	-22.7	-22.0	20.0
8_4m	MN11731	2006	-22.2	-21.5	21.9
8_4m	MN11732	2005	-22.1	-21.5	20.9
8_4m	MN11733	2004	-22.3	-21.6	22.1
8_4m	MN11734	2003	-22.4	-21.8	20.7
8_4m	MN11735	2002	-20.6	-20.0	21.0
8_4m	MN11736	2001	-21.6	-21.0	18.4
8_4m	MN11737	2000	-22.0	-21.4	19.9
8_4m	MN11738	1999	-22.2	-21.6	19.5
8_4m	MN11739	1998	-21.9	-21.3	21.0
8_4m	MN11740	1997	-22.8	-22.2	21.7
8_4m	MN11741	1996	-22.7	-22.1	19.8
8_4m	MN11742	1995	-22.7	-22.1	21.3
8_4m	MN11743	1994	-22.1	-21.5	21.1
8_4m	MN11744	1993	-22.7	-22.2	21.3
8_4m	MN11745	1992	-23.0	-22.4	21.2
8_4m	MN11746	1991	-22.1	-21.6	22.1
8_4m	MN11747	1990	-22.3	-21.8	22.0
8_4m	MN11748	1989	-22.0	-21.6	20.5
8_4m	MN11749	1988	-22.2	-21.8	21.5
8_4m	MN11750	1987	-22.3	-21.9	21.1
8_4m	MN11751	1986	-21.9	-21.5	20.3
8_4m	MN11752	1985	-22.2	-21.8	20.5
8_4m	MN11753	1984	-21.5	-21.1	20.9
8_4m	MN11754	1983	-21.6	-21.3	21.4
8_4m	MN11755	1982	-21.7	-21.4	19.1
8_4m	MN11756	1981	-21.5	-21.3	19.7
8_4m	MN11757	1980	-21.4	-21.3	19.9
8_4m	MN11758	1979	-21.6	-21.4	19.6
8_4m	MN11759	1978	-21.9	-21.8	21.4
8_4m	MN11760	1977	-21.8	-21.6	21.8
8_4m	MN11761	1976	-20.9	-20.8	20.9
8_4m	MN11762	1975	-21.8	-21.6	20.8
8_4m	MN11763	1974	-21.1	-20.9	21.2
8_4m	MN11764	1973	-21.4	-21.2	21.2
8_4m	MN11765	1972	-22.0	-21.8	21.0
8_4m	MN11766	1971	-22.0	-21.9	21.0
8_4m	MN11767	1970	-22.5	-22.3	**19.4**
8_4m	MN11768	1969	-22.1	-22.0	20.7
8_4m	MN11769	1968	-22.1	-22.0	20.3
8_4m	MN11770	1967	-22.0	-21.8	20.5
8_4m	MN11771	1966	-22.8	-22.6	19.8
8_4m	MN11772	1965	-22.9	-22.7	21.6
8_4m	MN11773	1964	-22.4	-22.3	21.8
8_4m	MN11774	1963	-22.0	-21.8	21.4
8_4m	MN11775	1962	-22.1	-21.9	20.3
8_4m	MN11776	1961	-22.2	-22.1	20.0
8_4m	MN11777	1960	-22.3	-22.1	19.6
8_4m	MN11778	1959	-22.5	-22.3	20.2
8_4m	MN11779	1958	-22.7	-22.6	19.7
8_4m	MN11780	1957	-22.9	-22.8	20.9
8_4m	MN11781	1956	-22.5	-22.3	18.6
8_4m	MN11782	1955	-22.7	-22.5	20.7
8_4m	MN11783	1954	-21.9	-21.8	21.0

Arbre	Échantillons	Année(s)	$\delta^{13}C$ (‰) Suess	$\delta^{13}C$ (‰) PIN	$\delta^{18}O$ (‰)
8_4m	MN11784	1953	-23.1	-22.8	22.6
8_4m	MN11785	1952	-23.2	-23.1	21.5
8_4m	MN11786	1951	-23.7	-23.5	21.2
8_4m	MN11787	1950	-23.3	-23.1	19.5
8_4m	MN11788	1949	-23.2	-23.0	20.7
8_4m	MN11789	1948	-23.2	-23.1	20.5
8_4m	MN11790	1947	-23.1	-22.9	20.6
8_4m	MN11791	1946	-23.4	-23.2	21.5
8_4m	MN11792	1945	-24.0	-23.9	20.7
8_4m	MN11793	1944	-22.8	-22.6	20.5
8_4m	MN11794	1943	-23.6	-23.5	20.5
8_4m	MN11795	1942	-23.7	-23.6	20.3
8_4m	MN11796	1941	-23.7	-23.6	19.8
8_4m	MN11797	1940	-23.0	-22.9	20.5
8_4m	MN11798	1939 - 1938	-22.8	-22.7	21.2
8_4m	MN11799	1937 - 1936	-24.1	-24.0	19.7
8_4m	MN11800	1935 - 1934	-24.1	-24.0	21.0
8_4m	MN11801	1933 - 1932	-24.1	-24.0	20.7
8_4m	MN11802	1931 - 1930	-24.0	-23.8	21.8
8_4m	MN11803	1929 - 1928	-24.4	-24.3	21.1
8_4m	MN11804	1927 - 1926	-24.4	-24.3	20.2
8_4m	MN11805	1925 - 1924	-23.8	-23.8	20.9
8_4m	MN11806	1923 - 1922	-24.0	-23.9	21.7
8_4m	MN11807	1921 - 1920	-23.9	-23.7	21.2
8_4m	MN11808	1919 - 1918	-23.9	-23.9	18.4
8_4m	MN11809	1917 - 1916	-23.6	-23.6	22.0
8_4m	MN11810	1915 - 1914	-23.9	-24.0	21.2
8_4m	MN11811	1913 - 1912	-24.2	-24.3	20.4
8_4m	MN11812	1911 - 1910	-23.8	-24.0	21.6
8_4m	MN11813	1910 – 1909	-22.8	-23.0	22.0

Tableau 8. Résultats $\delta^{18}O$ des cohortes

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
CV	2006	MN120083	21.5	21.6	0.2
CV	2006	MN120110	21.1		
CV	2006	MN120029	21.6		
CV	2006	MN120056	22.0		
CV	2006	MN120001	21.6		
CV	2005	MN120029	21.6	21.7	0.3
CV	2005	MN120083	21.5		
CV	2005	MN120056	22.0		
CV	2005	MN120002	22.2		
CV	2005	MN120110	21.1		
CV	2004	MN120110	21.1	21.9	0.5
CV	2004	MN120002	22.2		
CV	2004	MN120056	22.0		
CV	2004	MN120030	22.6		
CV	2004	MN120083	21.5		
CV	2003	MN120030	22.6	21.9	0.4
CV	2003	MN120110	21.1		
CV	2003	MN120057	21.9		
CV	2003	MN120002	22.2		
CV	2003	MN120083	21.5		
CV	2002	MN120110	21.1	21.7	0.7
CV	2002	MN120030	22.6		
CV	2002	MN120002	22.2		
CV	2002	MN120057	21.9		
CV	2002	MN120084	20.6		
CV	2001	MN120057	21.9	21.8	0.6
CV	2001	MN120111	21.5		
CV	2001	MN120002	22.2		
CV	2001	MN120030	22.6		
CV	2001	MN120084	20.6		
CV	2000	MN120003	22.4	21.8	0.6
CV	2000	MN120030	22.6		
CV	2000	MN120111	21.5		
CV	2000	MN120084	20.6		
CV	2000	MN120057	21.9		
CV	1999	MN120057	21.9	21.7	0.6
CV	1999	MN120084	20.6		
CV	1999	MN120111	21.5		
CV	1999	MN120031	22.4		
CV	1999	MN120003	22.4		
CV	1998	MN120084	20.6	21.7	0.5
CV	1998	MN120003	22.4		
CV	1998	MN120111	21.5		
CV	1998	MN120031	22.4		
CV	1998	MN120058	21.7		
CV	1997	MN120058	21.7	21.8	0.5
CV	1997	MN120111	21.5		
CV	1997	MN120003	22.4		
CV	1997	MN120031	22.4		
CV	1997	MN120085	20.9		
CV	1996	MN120003	22.4	21.5	0.8
CV	1996	MN120031	22.4		
CV	1996	MN120058	21.7		
CV	1996	MN120085	20.9		
CV	1996	MN120112	20.1		
CV	1995	MN120004	22.1	21.4	0.7
CV	1995	MN120058	21.7		
CV	1995	MN120085	20.9		
CV	1995	MN120031	22.4		
CV	1995	MN120112	20.1		
CV	1994	MN120112	20.1	21.1	0.6
CV	1994	MN120085	20.9		
CV	1994	MN120032	20.8		
CV	1994	MN120004	22.1		
CV	1994	MN120058	21.7		
CV	1993	MN120112	20.1	21.1	0.6
CV	1993	MN120032	20.8		
CV	1993	MN120085	20.9		
CV	1993	MN120004	22.1		
CV	1993	MN120059	21.7		
CV	1992	MN120004	22.1	21.1	0.7
CV	1992	MN120032	20.8		
CV	1992	MN120112	20.1		
CV	1992	MN120086	20.6		
CV	1992	MN120059	21.7		
CV	1991	MN120086	20.6	21.2	0.6
CV	1991	MN120113	20.5		
CV	1991	MN120032	20.8		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
CV	1991	MN120059	21.7		
CV	1991	MN120004	22.1		
CV	1990	MN120113	20.5	20.9	0.3
CV	1990	MN120059	21.7		
CV	1990	MN120032	20.8		
CV	1990	MN120005	20.9		
CV	1990	MN120086	20.6		
CV	1989	MN120005	20.9	21.0	0.3
CV	1989	MN120033	21.0		
CV	1989	MN120059	21.7		
CV	1989	MN120113	20.5		
CV	1989	MN120086	20.6		
CV	1988	MN120086	20.6	20.9	0.2
CV	1988	MN120113	20.5		
CV	1988	MN120060	21.3		
CV	1988	MN120005	20.9		
CV	1988	MN120033	21.0		
CV	1987	MN120005	20.9	20.9	0.2
CV	1987	MN120033	21.0		
CV	1987	MN120087	21.0		
CV	1987	MN120113	20.5		
CV	1987	MN120060	21.3		
CV	1986	MN120005	20.9	20.9	0.2
CV	1986	MN120114	20.5		
CV	1986	MN120060	21.3		
CV	1986	MN120033	21.0		
CV	1986	MN120087	21.0		
CV	1985	MN120087	21.0	20.8	0.3
CV	1985	MN120033	21.0		
CV	1985	MN120060	21.3		
CV	1985	MN120006	20.6		
CV	1985	MN120114	20.5		
CV	1984	MN120114	20.5	20.8	0.2
CV	1984	MN120034	20.8		
CV	1984	MN120006	20.6		
CV	1984	MN120060	21.3		
CV	1984	MN120087	21.0		
CV	1983	MN120114	20.5	20.8	0.2
CV	1983	MN120006	20.6		
CV	1983	MN120061	21.3		
CV	1983	MN120034	20.8		
CV	1983	MN120087	21.0		
CV	1982	MN120006	20.6	20.8	0.2
CV	1982	MN120088	20.9		
CV	1982	MN120034	20.8		
CV	1982	MN120061	21.3		
CV	1982	MN120114	20.5		
CV	1981	MN120006	20.6	20.8	0.3
CV	1981	MN120034	20.8		
CV	1981	MN120088	20.9		
CV	1981	MN120061	21.3		
CV	1981	MN120115	20.2		
CV	1980	MN120115	20.2	21.0	0.4
CV	1980	MN120061	21.3		
CV	1980	MN120034	20.8		
CV	1980	MN120007	21.5		
CV	1980	MN120088	20.9		
CV	1979	MN120088	20.9	20.9	0.5
CV	1979	MN120035	20.3		
CV	1979	MN120007	21.5		
CV	1979	MN120061	21.3		
CV	1979	MN120115	20.2		
CV	1978	MN120035	20.3	20.9	0.5
CV	1978	MN120115	20.2		
CV	1978	MN120062	21.7		
CV	1978	MN120088	20.9		
CV	1978	MN120007	21.5		
CV	1977	MN120007	21.5	20.9	0.6
CV	1977	MN120035	20.3		
CV	1977	MN120062	21.7		
CV	1977	MN120115	20.2		
CV	1977	MN120089	20.6		
CV	1976	MN120035	20.3	20.9	0.5
CV	1976	MN120007	21.5		
CV	1976	MN120062	21.7		
CV	1976	MN120089	20.6		
CV	1976	MN120116	20.5		
CV	1975	MN120089	20.6	20.9	0.5

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
CV	1975	MN120035	20.3		
CV	1975	MN120008	21.4		
CV	1975	MN120116	20.5		
CV	1975	MN120062	21.7		
CV	1974	MN120036	21.2	21.1	0.4
CV	1974	MN120008	21.4		
CV	1974	MN120089	20.6		
CV	1974	MN120062	21.7		
CV	1974	MN120116	20.5		
CV	1973	MN120089	20.6	20.9	0.3
CV	1973	MN120036	21.2		
CV	1973	MN120008	21.4		
CV	1973	MN120063	20.9		
CV	1973	MN120116	20.5		
CV	1972	MN120008	21.4	20.8	0.4
CV	1972	MN120116	20.5		
CV	1972	MN120090	19.9		
CV	1972	MN120036	21.2		
CV	1972	MN120063	20.9		
CV	1971	MN120063	20.9	20.7	0.6
CV	1971	MN120090	19.9		
CV	1971	MN120008	21.4		
CV	1971	MN120036	21.2		
CV	1971	MN120117	20.0		
CV	1970	MN120009	20.7	20.5	0.5
CV	1970	MN120117	20.0		
CV	1970	MN120036	21.2		
CV	1970	MN120063	20.9		
CV	1970	MN120090	19.9		
CV	1969	MN120117	20.0	20.3	0.4
CV	1969	MN120009	20.7		
CV	1969	MN120063	20.9		
CV	1969	MN120037	20.3		
CV	1969	MN120090	19.9		
CV	1968	MN120009	20.7	20.1	0.3
CV	1968	MN120037	20.3		
CV	1968	MN120064	19.7		
CV	1968	MN120117	20.0		
CV	1968	MN120090	19.9		
CV	1967	MN120091	19.9	20.1	0.3
CV	1967	MN120009	20.7		
CV	1967	MN120037	20.3		
CV	1967	MN120064	19.7		
CV	1967	MN120117	20.0		
CV	1966	MN120037	20.3	20.3	0.5
CV	1966	MN120091	19.9		
CV	1966	MN120009	20.7		
CV	1966	MN120118	21.1		
CV	1966	MN120064	19.7		
CV	1965	MN120010	21.4	20.5	0.6
CV	1965	MN120091	19.9		
CV	1965	MN120118	21.1		
CV	1965	MN120064	19.7		
CV	1965	MN120037	20.3		
CV	1964	MN120091	19.9	20.7	0.7
CV	1964	MN120118	21.1		
CV	1964	MN120038	21.2		
CV	1964	MN120064	19.7		
CV	1964	MN120010	21.4		
CV	1963	MN120038	21.2	20.9	0.4
CV	1963	MN120065	20.9		
CV	1963	MN120091	19.9		
CV	1963	MN120010	21.4		
CV	1963	MN120118	21.1		
CV	1962	MN120038	21.2	20.8	0.5
CV	1962	MN120118	21.1		
CV	1962	MN120092	19.6		
CV	1962	MN120065	20.9		
CV	1962	MN120010	21.4		
CV	1961	MN120119	20.9	20.8	0.5
CV	1961	MN120092	19.6		
CV	1961	MN120038	21.2		
CV	1961	MN120010	21.4		
CV	1961	MN120065	20.9		
CV	1960	MN120011	20.5	20.6	0.4
CV	1960	MN120119	20.9		
CV	1960	MN120065	20.9		
CV	1960	MN120038	21.2		
CV	1960	MN120092	19.6		
CV	1959	MN120119	20.9	20.6	0.4
CV	1959	MN120011	20.5		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
CV	1959	MN120092	19.6		
CV	1959	MN120065	20.9		
CV	1959	MN120039	20.9		
CV	1958	MN120011	20.5	20.6	0.4
CV	1958	MN120039	20.9		
CV	1958	MN120119	20.9		
CV	1958	MN120066	21.0		
CV	1958	MN120092	19.6		
CV	1957	MN120039	20.9	21.0	0.3
CV	1957	MN120066	21.0		
CV	1957	MN120119	20.9		
CV	1957	MN120011	20.5		
CV	1957	MN120093	21.6		
CV	1956	MN120120	22.0	21.2	0.5
CV	1956	MN120039	20.9		
CV	1956	MN120011	20.5		
CV	1956	MN120093	21.6		
CV	1956	MN120066	21.0		
CV	1955	MN120093	21.6	21.5	0.4
CV	1955	MN120120	22.0		
CV	1955	MN120039	20.9		
CV	1955	MN120066	21.0		
CV	1955	MN120012	21.9		
CV	1954	MN120040	20.8	21.5	0.4
CV	1954	MN120093	21.6		
CV	1954	MN120012	21.9		
CV	1954	MN120066	21.0		
CV	1954	MN120120	22.0		
CV	1953	MN120040	20.8	21.5	0.3
CV	1953	MN120067	21.4		
CV	1953	MN120012	21.9		
CV	1953	MN120120	22.0		
CV	1953	MN120093	21.6		
CV	1952	MN120012	21.9	21.2	0.6
CV	1952	MN120040	20.8		
CV	1952	MN120067	21.4		
CV	1952	MN120120	22.0		
CV	1952	MN120094	20.0		
CV	1951	MN120094	20.0	21.0	0.5
CV	1951	MN120012	21.9		
CV	1951	MN120121	20.9		
CV	1951	MN120067	21.4		
CV	1951	MN120040	20.8		
CV	1950	MN120094	20.0	20.9	0.3
CV	1950	MN120040	20.8		
CV	1950	MN120013	21.1		
CV	1950	MN120121	20.9		
CV	1950	MN120067	21.4		
CV	1949	MN120041	21.1	20.9	0.3
CV	1949	MN120121	20.9		
CV	1949	MN120094	20.0		
CV	1949	MN120067	21.4		
CV	1949	MN120013	21.1		
CV	1948	MN120013	21.1	20.9	0.3
CV	1948	MN120041	21.1		
CV	1948	MN120121	20.9		
CV	1948	MN120068	21.4		
CV	1948	MN120094	20.0		
CV	1947	MN120041	21.1	20.9	0.3
CV	1947	MN120095	20.2		
CV	1947	MN120013	21.1		
CV	1947	MN120121	20.9		
CV	1947	MN120068	21.4		
CV	1946	MN120068	21.4	20.9	0.3
CV	1946	MN120013	21.1		
CV	1946	MN120122	20.8		
CV	1946	MN120041	21.1		
CV	1946	MN120095	20.2		
CV	1945	MN120095	20.2	20.8	0.3
CV	1945	MN120068	21.4		
CV	1945	MN120041	21.1		
CV	1945	MN120122	20.8		
CV	1945	MN120014	20.7		
CV	1944	MN120042	21.5	20.9	0.4
CV	1944	MN120014	20.7		
CV	1944	MN120095	20.2		
CV	1944	MN120122	20.8		
CV	1944	MN120068	21.4		
CV	1943	MN120095	20.2	21.0	0.6
CV	1943	MN120122	20.8		
CV	1943	MN120042	21.5		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
CV	1943	MN120014	20.7		
CV	1943	MN120069	21.9		
CV	1942	MN120014	20.7	21.1	0.5
CV	1942	MN120042	21.5		
CV	1942	MN120069	21.9		
CV	1942	MN120096	20.5		
CV	1942	MN120122	20.8		
CV	1941	MN120069	21.9	21.1	0.5
CV	1941	MN120042	21.5		
CV	1941	MN120014	20.7		
CV	1941	MN120123	21.0		
CV	1941	MN120096	20.5		
CV	1940	MN120069	21.9	21.1	0.5
CV	1940	MN120096	20.5		
CV	1940	MN120042	21.5		
CV	1940	MN120123	21.0		
CV	1940	MN120015	20.6		
CV	1939	MN120043	20.5	20.9	0.5
CV	1939	MN120096	20.5		
CV	1939	MN120123	21.0		
CV	1939	MN120015	20.6		
CV	1939	MN120069	21.9		
CV	1938	MN120043	20.5	20.6	0.2
CV	1938	MN120015	20.6		
CV	1938	MN120123	21.0		
CV	1938	MN120070	20.5		
CV	1938	MN120096	20.5		
CV	1937	MN120097	20.0	20.5	0.2
CV	1937	MN120015	20.6		
CV	1937	MN120043	20.5		
CV	1937	MN120123	21.0		
CV	1937	MN120070	20.5		
CV	1936	MN120043	20.5	20.4	0.2
CV	1936	MN120070	20.5		
CV	1936	MN120097	20.0		
CV	1936	MN120124	20.4		
CV	1936	MN120015	20.6		
CV	1935	MN120097	20.0	20.5	0.3
CV	1935	MN120016	21.4		
CV	1935	MN120043	20.5		
CV	1935	MN120070	20.5		
CV	1935	MN120124	20.4		
CV	1934	MN120124	20.4	20.4	0.4
CV	1934	MN120097	20.0		
CV	1934	MN120044	20.0		
CV	1934	MN120016	21.4		
CV	1934	MN120070	20.5		
CV	1933	MN120124	20.4	20.5	0.5
CV	1933	MN120016	21.4		
CV	1933	MN120044	20.0		
CV	1933	MN120071	20.9		
CV	1933	MN120097	20.0		
CV	1932	MN120124	20.4	20.6	0.5
CV	1932	MN120016	21.4		
CV	1932	MN120071	20.9		
CV	1932	MN120098	20.2		
CV	1932	MN120044	20.0		
CV	1931	MN120044	20.0	20.5	0.5
CV	1931	MN120125	20.2		
CV	1931	MN120071	20.9		
CV	1931	MN120016	21.4		
CV	1931	MN120098	20.2		
CV	1930	MN120125	20.2	20.3	0.2
CV	1930	MN120098	20.2		
CV	1930	MN120017	20.3		
CV	1930	MN120071	20.9		
CV	1930	MN120044	20.0		
CV	1929	MN120017	20.3	20.3	0.2
CV	1929	MN120045	20.1		
CV	1929	MN120125	20.2		
CV	1929	MN120071	20.9		
CV	1929	MN120098	20.2		
CV	1928	MN120125	20.2	20.3	0.1
CV	1928	MN120072	20.5		
CV	1928	MN120017	20.3		
CV	1928	MN120045	20.1		
CV	1928	MN120098	20.2		
CV	1927	MN120072	20.5	20.2	0.1
CV	1927	MN120017	20.3		
CV	1927	MN120045	20.1		
CV	1927	MN120125	20.2		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
CV	1927	MN120099	20.0		
CV	1926	MN120017	20.3	20.2	0.2
CV	1926	MN120045	20.1		
CV	1926	MN120072	20.5		
CV	1926	MN120099	20.0		
CV	1926	MN120126	20.1		
CV	1925	MN120072	20.5	20.4	0.3
CV	1925	MN120099	20.0		
CV	1925	MN120045	20.1		
CV	1925	MN120126	20.1		
CV	1925	MN120018	21.0		
CV	1924	MN120046	20.8	20.5	0.3
CV	1924	MN120099	20.0		
CV	1924	MN120018	21.0		
CV	1924	MN120072	20.5		
CV	1924	MN120126	20.1		
CV	1923	MN120126	20.1	20.4	0.4
CV	1923	MN120046	20.8		
CV	1923	MN120099	20.0		
CV	1923	MN120018	21.0		
CV	1923	MN120073	20.1		
CV	1922	MN120046	20.8	20.6	0.4
CV	1922	MN120073	20.1		
CV	1922	MN120126	20.1		
CV	1922	MN120100	21.1		
CV	1922	MN120018	21.0		
CV	1921	MN120127*	22.0	21.0	0.4
CV	1921	MN120018	21.0		
CV	1921	MN120046	20.8		
CV	1921	MN120100	21.1		
CV	1921	MN120073	20.1		
CV	1920	MN120046	20.8	21.3	0.7
CV	1920	MN120073	20.1		
CV	1920	MN120019	22.3		
CV	1920	MN120100	21.1		
CV	1920	MN120127*	22.0		
CV	1919	MN120073	20.1	21.6	0.8
CV	1919	MN120047	22.4		
CV	1919	MN120019	22.3		
CV	1919	MN120127*	22.0		
CV	1919	MN120100	21.1		
CV	1918	MN120074	21.2	21.8	0.5
CV	1918	MN120047	22.4		
CV	1918	MN120100	21.1		
CV	1918	MN120019	22.3		
CV	1918	MN120127*	22.0		
CV	1917	MN120101	20.1	21.6	0.8
CV	1917	MN120127*	22.0		
CV	1917	MN120019	22.3		
CV	1917	MN120047	22.4		
CV	1917	MN120074	21.2		
CV	1916	MN120128*	21.4	21.5	0.7
CV	1916	MN120047	22.4		
CV	1916	MN120101	20.1		
CV	1916	MN120074	21.2		
CV	1916	MN120019	22.3		
CV	1915	MN120101	20.1	21.2	0.6
CV	1915	MN120074	21.2		
CV	1915	MN120047	22.4		
CV	1915	MN120020	20.7		
CV	1915	MN120128*	21.4		
CV	1914	MN120074	21.2	20.9	0.4
CV	1914	MN120101	20.1		
CV	1914	MN120020	20.7		
CV	1914	MN120048	20.9		
CV	1914	MN120128*	21.4		
CV	1913	MN120128*	21.4	20.7	0.4
CV	1913	MN120101	20.1		
CV	1913	MN120075	20.4		
CV	1913	MN120020	20.7		
CV	1913	MN120048	20.9		
CV	1912	MN120102	20.1	20.7	0.4
CV	1912	MN120048	20.9		
CV	1912	MN120128*	21.4		
CV	1912	MN120075	20.4		
CV	1912	MN120020	20.7		
CV	1911	MN120075	20.4	20.6	0.3
CV	1911	MN120020	20.7		
CV	1911	MN120048	20.9		
CV	1911	MN120102	20.1		
CV	1911	MN120129*	21.0		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
CV	1910	MN120129*	21.0	20.7	0.3
CV	1910	MN120021	20.9		
CV	1910	MN120102	20.1		
CV	1910	MN120075	20.4		
CV	1910	MN120048	20.9		
CV	1909	MN120102	20.1	20.6	0.3
CV	1909	MN120075	20.4		
CV	1909	MN120021	20.9		
CV	1909	MN120129*	21.0		
CV	1909	MN120049	20.6		
CV	1908	MN120102	20.1	20.4	0.5
CV	1908	MN120021	20.9		
CV	1908	MN120076	19.6		
CV	1908	MN120049	20.6		
CV	1908	MN120129*	21.0		
CV	1907	MN120103	19.3	20.3	0.6
CV	1907	MN120021	20.9		
CV	1907	MN120076	19.6		
CV	1907	MN120129*	21.0		
CV	1907	MN120049	20.6		
CV	1906	MN120130*	20.4	20.2	0.5
CV	1906	MN120103	19.3		
CV	1906	MN120049	20.6		
CV	1906	MN120021	20.9		
CV	1906	MN120076	19.6		
CV	1905	MN120022	21.1	20.2	0.6
CV	1905	MN120103	19.3		
CV	1905	MN120076	19.6		
CV	1905	MN120049	20.6		
CV	1905	MN120130*	20.4		
CV	1904	MN120130*	20.4	20.4	0.7
CV	1904	MN120022	21.1		
CV	1904	MN120050	21.4		
CV	1904	MN120103	19.3		
CV	1904	MN120076	19.6		
CV	1903	MN120022	21.1	20.5	0.6
CV	1903	MN120103	19.3		
CV	1903	MN120050	21.4		
CV	1903	MN120077	20.3		
CV	1903	MN120130*	20.4		
CV	1902	MN120050	21.4	20.7	0.4
CV	1902	MN120104	20.4		
CV	1902	MN120022	21.1		
CV	1902	MN120077	20.3		
CV	1902	MN120130*	20.4		
CV	1901	MN120022	21.1	20.9	0.4
CV	1901	MN120131*	21.0		
CV	1901	MN120104	20.4		
CV	1901	MN120050	21.4		
CV	1901	MN120077	20.3		
CV	1900	MN120131*	21.0	20.8	0.4
CV	1900	MN120104	20.4		
CV	1900	MN120050	21.4		
CV	1900	MN120023	21.1		
CV	1900	MN120077	20.3		
CV	1899	MN120023	21.1	20.6	0.4
CV	1899	MN120051	20.0		
CV	1899	MN120077	20.3		
CV	1899	MN120104	20.4		
CV	1899	MN120131*	21.0		
CV	1898	MN120051	20.0	20.5	0.5
CV	1898	MN120023	21.1		
CV	1898	MN120078	19.7		
CV	1898	MN120131*	21.0		
CV	1898	MN120104	20.4		
CV	1897	MN120131*	21.0	20.4	0.5
CV	1897	MN120051	20.0		
CV	1897	MN120023	21.1		
CV	1897	MN120078	19.7		
CV	1897	MN120105	20.3		
CV	1896	MN120132*	21.2	20.5	0.5
CV	1896	MN120078	19.7		
CV	1896	MN120105	20.3		
CV	1896	MN120023	21.1		
CV	1896	MN120051	20.0		
CV	1895	MN120078	19.7	20.4	0.4
CV	1895	MN120105	20.3		
CV	1895	MN120051	20.0		
CV	1895	MN120024	20.6		
CV	1895	MN120132*	21.2		
CV	1894	MN120024	20.6	20.5	0.4

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
CV	1894	MN120105	20.3		
CV	1894	MN120052	20.7		
CV	1894	MN120078	19.7		
CV	1894	MN120132*	21.2		
CV	1893	MN120079	19.8	20.5	0.4
CV	1893	MN120052	20.7		
CV	1893	MN120024	20.6		
CV	1893	MN120132*	21.2		
CV	1893	MN120105	20.3		
CV	1892	MN120132*	21.2	20.4	0.5
CV	1892	MN120079	19.8		
CV	1892	MN120106	19.6		
CV	1892	MN120052	20.7		
CV	1892	MN120024	20.6		
CV	1891	MN120079	19.8	20.3	0.5
CV	1891	MN120106	19.6		
CV	1891	MN120052	20.7		
CV	1891	MN120133*	20.9		
CV	1891	MN120024	20.6		
CV	1890	MN120106	19.6	20.2	0.5
CV	1890	MN120052	20.7		
CV	1890	MN120079	19.8		
CV	1890	MN120025	20.2		
CV	1890	MN120133*	20.9		
CV	1889	MN120053	20.4	20.2	0.4
CV	1889	MN120133*	20.9		
CV	1889	MN120079	19.8		
CV	1889	MN120025	20.2		
CV	1889	MN120106	19.6		
CV	1888	MN120053	20.4	20.2	0.4
CV	1888	MN120133*	20.9		
CV	1888	MN120080	19.7		
CV	1888	MN120106	19.6		
CV	1888	MN120025	20.2		
CV	1887	MN120025	20.2	20.2	0.3
CV	1887	MN120133*	20.9		
CV	1887	MN120107	19.9		
CV	1887	MN120053	20.4		
CV	1887	MN120080	19.7		
CV	1886	MN120134*	20.5	20.1	0.3
CV	1886	MN120080	19.7		
CV	1886	MN120025	20.2		
CV	1886	MN120107	19.9		
CV	1886	MN120053	20.4		
CV	1885	MN120080	19.7	20.2	0.3
CV	1885	MN120107	19.9		
CV	1885	MN120026	20.5		
CV	1885	MN120053	20.4		
CV	1885	MN120134*	20.5		
CV	1884	MN120054	19.3	20.0	0.4
CV	1884	MN120026	20.5		
CV	1884	MN120080	19.7		
CV	1884	MN120134*	20.5		
CV	1884	MN120107	19.9		
CV	1883	MN120026	20.5	20.0	0.4
CV	1883	MN120134*	20.5		
CV	1883	MN120081	20.0		
CV	1883	MN120054	19.3		
CV	1883	MN120107	19.9		
CV	1882	MN120108	20.5	20.2	0.4
CV	1882	MN120026	20.5		
CV	1882	MN120134*	20.5		
CV	1882	MN120054	19.3		
CV	1882	MN120081	20.0		
CV	1881	MN120054	19.3	20.4	0.6
CV	1881	MN120135*	21.5		
CV	1881	MN120081	20.0		
CV	1881	MN120108	20.5		
CV	1881	MN120026	20.5		
CV	1880	MN120027	20.4	20.3	0.6
CV	1880	MN120135*	21.5		
CV	1880	MN120081	20.0		
CV	1880	MN120108	20.5		
CV	1880	MN120054	19.3		
CV	1879	MN120108	20.5	20.4	0.5
CV	1879	MN120081	20.0		
CV	1879	MN120055	19.8		
CV	1879	MN120027	20.4		
CV	1879	MN120135*	21.5		
CV	1878	MN120082	20.5	20.5	0.4
CV	1878	MN120027	20.4		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
CV	1878	MN120055	19.8		
CV	1878	MN120108	20.5		
CV	1878	MN120135*	21.5		
CV	1877	MN120082	20.5	20.5	0.4
CV	1877	MN120135*	21.5		
CV	1877	MN120055	19.8		
CV	1877	MN120027	20.4		
CV	1877	MN120109	20.4		
CV	1876	MN120109	20.4	20.3	0.2
CV	1876	MN120027	20.4		
CV	1876	MN120082	20.5		
CV	1876	MN120055	19.8		
CV	1876	MN120136*	20.4		
CV	1875	MN120109	20.4	20.3	0.2
CV	1875	MN120028	20.3		
CV	1875	MN120055	19.8		
CV	1875	MN120082	20.5		
CV	1875	MN120136*	20.4		
C0	1960	MN120127	20.7	20.7	0.4
C0	1960	MN120144	21.6		
C0	1960	MN120161	20.9		
C0	1960	MN120178	20.4		
C0	1960	MN120194	20.0		
C0	1959	MN120127	20.7	20.6	0.3
C0	1959	MN120145	20.8		
C0	1959	MN120161	20.9		
C0	1959	MN120178	20.4		
C0	1959	MN120194	20.0		
C0	1958	MN120128	21.0	20.6	0.3
C0	1958	MN120145	20.8		
C0	1958	MN120161	20.9		
C0	1958	MN120178	20.4		
C0	1958	MN120194	20.0		
C0	1957	MN120128	21.0	20.8	0.5
C0	1957	MN120145	20.8		
C0	1957	MN120162	21.9		
C0	1957	MN120178	20.4		
C0	1957	MN120194	20.0		
C0	1956	MN120128	21.0	21.0	0.5
C0	1956	MN120145	20.8		
C0	1956	MN120162	21.9		
C0	1956	MN120179	21.5		
C0	1956	MN120194	20.0		
C0	1955	MN120128	21.0	21.2	0.4
C0	1955	MN120145	20.8		
C0	1955	MN120162	21.9		
C0	1955	MN120179	21.5		
C0	1955	MN120195	20.7		
C0	1954	MN120128	21.0	21.1	0.5
C0	1954	MN120146	20.3		
C0	1954	MN120162	21.9		
C0	1954	MN120179	21.5		
C0	1954	MN120195	20.7		
C0	1953	MN120129	19.7	20.8	0.7
C0	1953	MN120146	20.3		
C0	1953	MN120162	21.9		
C0	1953	MN120179	21.5		
C0	1953	MN120195	20.7		
C0	1952	MN120129	19.7	20.6	0.5
C0	1952	MN120146	20.3		
C0	1952	MN120163	20.9		
C0	1952	MN120179	21.5		
C0	1952	MN120195	20.7		
C0	1951	MN120129	19.7	20.5	0.4
C0	1951	MN120146	20.3		
C0	1951	MN120163	20.9		
C0	1951	MN120180	20.7		
C0	1951	MN120195	20.7		
C0	1950	MN120129	19.7	20.5	0.4
C0	1950	MN120146	20.3		
C0	1950	MN120163	20.9		
C0	1950	MN120180	20.7		
C0	1950	MN120196	21.0		
C0	1949	MN120129	19.7	20.7	0.4
C0	1949	MN120147	21.1		
C0	1949	MN120163	20.9		
C0	1949	MN120180	20.7		
C0	1949	MN120196	21.0		
C0	1948	MN120130	20.4	20.8	0.2
C0	1948	MN120147	21.1		
C0	1948	MN120163	20.9		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C0	1948	MN120180	20.7		
C0	1948	MN120196	21.0		
C0	1947	MN120130	20.4	20.7	0.2
C0	1947	MN120147	21.1		
C0	1947	MN120164	20.5		
C0	1947	MN120180	20.7		
C0	1947	MN120196	21.0		
C0	1946	MN120130	20.4	20.7	0.3
C0	1946	MN120147	21.1		
C0	1946	MN120164	20.5		
C0	1946	MN120181	20.5		
C0	1946	MN120196	21.0		
C0	1945	MN120130	20.4	20.6	0.2
C0	1945	MN120147	21.1		
C0	1945	MN120164	20.5		
C0	1945	MN120181	20.5		
C0	1945	MN120197	20.6		
C0	1944	MN120130	20.4	20.6	0.2
C0	1944	MN120148	21.0		
C0	1944	MN120164	20.5		
C0	1944	MN120181	20.5		
C0	1944	MN120197	20.6		
C0	1943	MN120131	20.4	20.6	0.2
C0	1943	MN120148	21.0		
C0	1943	MN120164	20.5		
C0	1943	MN120181	20.5		
C0	1943	MN120197	20.6		
C0	1942	MN120131	20.4	20.7	0.2
C0	1942	MN120148	21.0		
C0	1942	MN120165	20.9		
C0	1942	MN120181	20.5		
C0	1942	MN120197	20.6		
C0	1941	MN120131	20.4	20.8	0.2
C0	1941	MN120148	21.0		
C0	1941	MN120165	20.9		
C0	1941	MN120182	21.0		
C0	1941	MN120197	20.6		
C0	1940	MN120131	20.4	20.6	0.4
C0	1940	MN120148	21.0		
C0	1940	MN120165	20.9		
C0	1940	MN120182	21.0		
C0	1940	MN120198	20.0		
C0	1939	MN120131	20.4	20.5	0.4
C0	1939	MN120149	20.2		
C0	1939	MN120165	20.9		
C0	1939	MN120182	21.0		
C0	1939	MN120198	20.0		
C0	1938	MN120132	20.2	20.5	0.4
C0	1938	MN120149	20.2		
C0	1938	MN120165	20.9		
C0	1938	MN120182	21.0		
C0	1938	MN120198	20.0		
C0	1937	MN120132	20.2	20.2	0.4
C0	1937	MN120149	20.2		
C0	1937	MN120166	19.4		
C0	1937	MN120182	21.0		
C0	1937	MN120198	20.0		
C0	1936	MN120132	20.2	20.0	0.2
C0	1936	MN120149	20.2		
C0	1936	MN120166	19.4		
C0	1936	MN120183	19.9		
C0	1936	MN120198	20.0		
C0	1935	MN120132	20.2	20.0	0.3
C0	1935	MN120149	20.2		
C0	1935	MN120166	19.4		
C0	1935	MN120183	19.9		
C0	1935	MN120199	20.2		
C0	1934	MN120132	20.2	20.0	0.3
C0	1934	MN120150	20.4		
C0	1934	MN120166	19.4		
C0	1934	MN120183	19.9		
C0	1934	MN120199	20.2		
C0	1933	MN120133	20.1	20.0	0.3
C0	1933	MN120150	20.4		
C0	1933	MN120166	19.4		
C0	1933	MN120183	19.9		
C0	1933	MN120199	20.2		
C0	1932	MN120133	20.1	20.2	0.2
C0	1932	MN120150	20.4		
C0	1932	MN120167	20.5		
C0	1932	MN120183	19.9		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C0	1932	MN120199	20.2		
C0	1931	MN120133	20.1	20.3	0.1
C0	1931	MN120150	20.4		
C0	1931	MN120167	20.5		
C0	1931	MN120184	20.2		
C0	1931	MN120199	20.2		
C0	1930	MN120133	20.1	20.1	0.3
C0	1930	MN120150	20.4		
C0	1930	MN120167	20.5		
C0	1930	MN120184	20.2		
C0	1930	MN120200	19.4		
C0	1929	MN120133	20.1	20.1	0.3
C0	1929	MN120151	20.3		
C0	1929	MN120167	20.5		
C0	1929	MN120184	20.2		
C0	1929	MN120200	19.4		
C0	1928	MN120134	19.6	20.0	0.4
C0	1928	MN120151	20.3		
C0	1928	MN120167	20.5		
C0	1928	MN120184	20.2		
C0	1928	MN120200	19.4		
C0	1927	MN120134	19.6	20.0	0.4
C0	1927	MN120151	20.3		
C0	1927	MN120168	20.4		
C0	1927	MN120184	20.2		
C0	1927	MN120200	19.4		
C0	1926	MN120134	19.6	19.9	0.3
C0	1926	MN120151	20.3		
C0	1926	MN120168	20.4		
C0	1926	MN120185	19.9		
C0	1926	MN120200	19.4		
C0	1925	MN120134	19.6	20.0	0.3
C0	1925	MN120151	20.3		
C0	1925	MN120168	20.4		
C0	1925	MN120185	19.9		
C0	1925	MN120201	19.7		
C0	1924	MN120134	19.6	20.0	0.4
C0	1924	MN120152	20.7		
C0	1924	MN120168	20.4		
C0	1924	MN120185	19.9		
C0	1924	MN120201	19.7		
C0	1923	MN120135	20.9	20.3	0.4
C0	1923	MN120152	20.7		
C0	1923	MN120168	20.4		
C0	1923	MN120185	19.9		
C0	1923	MN120201	19.7		
C0	1922	MN120135	20.9	20.4	0.5
C0	1922	MN120152	20.7		
C0	1922	MN120169	21.0		
C0	1922	MN120185	19.9		
C0	1922	MN120201	19.7		
C0	1921	MN120135	20.9	20.7	0.4
C0	1921	MN120152	20.7		
C0	1921	MN120169	21.0		
C0	1921	MN120186	21.3		
C0	1921	MN120201	19.7		
C0	1920	MN120135	20.9	21.0	0.2
C0	1920	MN120152	20.7		
C0	1920	MN120169	21.0		
C0	1920	MN120186	21.3		
C0	1920	MN120202	21.2		
C0	1919	MN120135	20.9	21.3	0.2
C0	1919	MN120153	21.8		
C0	1919	MN120169	21.0		
C0	1919	MN120186	21.3		
C0	1919	MN120202	21.2		
C0	1918	MN120136	21.0	21.3	0.2
C0	1918	MN120153	21.8		
C0	1918	MN120169	21.0		
C0	1918	MN120186	21.3		
C0	1918	MN120202	21.2		
C0	1917	MN120136	21.0	21.3	0.2
C0	1917	MN120153	21.8		
C0	1917	MN120170	21.3		
C0	1917	MN120186	21.3		
C0	1917	MN120202	21.2		
C0	1916	MN120136	21.0	21.2	0.3
C0	1916	MN120153	21.8		
C0	1916	MN120170	21.3		
C0	1916	MN120187	20.8		
C0	1916	MN120202	21.2		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C0	1915	MN120136	21.0	20.9	0.5
C0	1915	MN120153	21.8		
C0	1915	MN120170	21.3		
C0	1915	MN120187	20.8		
C0	1915	MN120203	19.7		
C0	1914	MN120136	21.0	20.6	0.5
C0	1914	MN120154	20.2		
C0	1914	MN120170	21.3		
C0	1914	MN120187	20.8		
C0	1914	MN120203	19.7		
C0	1913	MN120137	20.4	20.5	0.5
C0	1913	MN120154	20.2		
C0	1913	MN120170	21.3		
C0	1913	MN120187	20.8		
C0	1913	MN120203	19.7		
C0	1912	MN120137	20.4	20.5	0.4
C0	1912	MN120154	20.2		
C0	1912	MN120171	21.3		
C0	1912	MN120187	20.8		
C0	1912	MN120203	19.7		
C0	1911	MN120137	20.4	20.5	0.5
C0	1911	MN120154	20.2		
C0	1911	MN120171	21.3		
C0	1911	MN120188	20.8		
C0	1911	MN120203	19.7		
C0	1910	MN120137	20.4	20.6	0.4
C0	1910	MN120154	20.2		
C0	1910	MN120171	21.3		
C0	1910	MN120188	20.8		
C0	1910	MN120204	20.3		
C0	1909	MN120137	20.4	20.6	0.4
C0	1909	MN120155	20.2		
C0	1909	MN120171	21.3		
C0	1909	MN120188	20.8		
C0	1909	MN120204	20.3		
C0	1908	MN120138	20.2	20.5	0.4
C0	1908	MN120155	20.2		
C0	1908	MN120171	21.3		
C0	1908	MN120188	20.8		
C0	1908	MN120204	20.3		
C0	1907	MN120138	20.2	20.4	0.3
C0	1907	MN120155	20.2		
C0	1907	MN120172	20.6		
C0	1907	MN120188	20.8		
C0	1907	MN120204	20.3		
C0	1906	MN120138	20.2	20.4	0.2
C0	1906	MN120155	20.2		
C0	1906	MN120172	20.6		
C0	1906	MN120189	20.7		
C0	1906	MN120204	20.3		
C0	1905	MN120138	20.2	20.3	0.3
C0	1905	MN120155	20.2		
C0	1905	MN120172	20.6		
C0	1905	MN120189	20.7		
C0	1905	MN120205	19.9		
C0	1904	MN120138	20.2	20.4	0.3
C0	1904	MN120156	20.4		
C0	1904	MN120172	20.6		
C0	1904	MN120189	20.7		
C0	1904	MN120205	19.9		
C0	1903	MN120139	21.0	20.5	0.3
C0	1903	MN120156	20.4		
C0	1903	MN120172	20.6		
C0	1903	MN120189	20.7		
C0	1903	MN120205	19.9		
C0	1902	MN120139	21.0	20.6	0.3
C0	1902	MN120156	20.4		
C0	1902	MN120173	20.8		
C0	1902	MN120189	20.7		
C0	1902	MN120205	19.9		
C0	1901	MN120139	21.0	20.6	0.4
C0	1901	MN120156	20.4		
C0	1901	MN120173	20.8		
C0	1901	MN120190	21.1		
C0	1901	MN120205	19.9		
C0	1900	MN120139	21.0	20.7	0.3
C0	1900	MN120156	20.4		
C0	1900	MN120173	20.8		
C0	1900	MN120190	21.1		
C0	1900	MN120206	20.4		
C0	1899	MN120139	21.0	20.7	0.3

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C0	1899	MN120157	20.2		
C0	1899	MN120173	20.8		
C0	1899	MN120190	21.1		
C0	1899	MN120206	20.4		
C0	1898	MN120140	21.3	20.7	0.4
C0	1898	MN120157	20.2		
C0	1898	MN120173	20.8		
C0	1898	MN120190	21.1		
C0	1898	MN120206	20.4		
C0	1897	MN120140	21.3	20.7	0.4
C0	1897	MN120157	20.2		
C0	1897	MN120174	20.5		
C0	1897	MN120190	21.1		
C0	1897	MN120206	20.4		
C0	1896	MN120140	21.3	20.6	0.3
C0	1896	MN120157	20.2		
C0	1896	MN120174	20.5		
C0	1896	MN120191	20.7		
C0	1896	MN120206	20.4		
C0	1895	MN120140	21.3	20.5	0.4
C0	1895	MN120157	20.2		
C0	1895	MN120174	20.5		
C0	1895	MN120191	20.7		
C0	1895	MN120207	20.0		
C0	1894	MN120140	21.3	20.6	0.3
C0	1894	MN120158	20.4		
C0	1894	MN120174	20.5		
C0	1894	MN120191	20.7		
C0	1894	MN120207	20.0		
C0	1893	MN120141	20.7	20.5	0.2
C0	1893	MN120158	20.4		
C0	1893	MN120174	20.5		
C0	1893	MN120191	20.7		
C0	1893	MN120207	20.0		
C0	1892	MN120141	20.7	20.3	0.3
C0	1892	MN120158	20.4		
C0	1892	MN120175	19.8		
C0	1892	MN120191	20.7		
C0	1892	MN120207	20.0		
C0	1891	MN120141	20.7	20.2	0.3
C0	1891	MN120158	20.4		
C0	1891	MN120175	19.8		
C0	1891	MN120192	20.2		
C0	1891	MN120207	20.0		
C0	1890	MN120141	20.7	20.2	0.3
C0	1890	MN120158	20.4		
C0	1890	MN120175	19.8		
C0	1890	MN120192	20.2		
C0	1890	MN120208	19.9		
C0	1889	MN120141	20.7	20.5	0.6
C0	1889	MN120159	21.9		
C0	1889	MN120175	19.8		
C0	1889	MN120192	20.2		
C0	1889	MN120208	19.9		
C0	1888	MN120142	20.8	20.5	0.7
C0	1888	MN120159	21.9		
C0	1888	MN120175	19.8		
C0	1888	MN120192	20.2		
C0	1888	MN120208	19.9		
C0	1887	MN120142	20.8	20.6	0.6
C0	1887	MN120159	21.9		
C0	1887	MN120176	20.1		
C0	1887	MN120192	20.2		
C0	1887	MN120208	19.9		
C0	1886	MN120142	20.8	20.6	0.6
C0	1886	MN120159	21.9		
C0	1886	MN120176	20.1		
C0	1886	MN120193	20.5		
C0	1886	MN120208	19.9		
C0	1885	MN120142	20.8	20.6	0.6
C0	1885	MN120159	21.9		
C0	1885	MN120176	20.1		
C0	1885	MN120193	20.5		
C0	1885	MN120209	19.7		
C0	1884	MN120142	20.8	20.2	0.3
C0	1884	MN120160	20.2		
C0	1884	MN120176	20.1		
C0	1884	MN120193	20.5		
C0	1884	MN120209	19.7		
C0	1883	MN120143	20.8	20.2	0.3
C0	1883	MN120160	20.2		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C0	1883	MN120176	20.1		
C0	1883	MN120193	20.5		
C0	1883	MN120209	19.7		
C0	1882	MN120143	20.8	20.3	0.3
C0	1882	MN120160	20.2		
C0	1882	MN120177	20.6		
C0	1882	MN120193	20.5		
C0	1882	MN120209	19.7		
C1	1886	MN120210	19.1	20.1	0.7
C1	1886	MN120227	20.6		
C1	1886	MN120243	20.7		
C1	1886	MN120259	20.5		
C1	1886	MN120275	19.4		
C1	1885	MN120211	19.0	20.0	0.7
C1	1885	MN120227	20.6		
C1	1885	MN120243	20.7		
C1	1885	MN120259	20.5		
C1	1885	MN120275	19.4		
C1	1884	MN120211	19.0	19.9	0.6
C1	1884	MN120228	19.8		
C1	1884	MN120243	20.7		
C1	1884	MN120259	20.5		
C1	1884	MN120275	19.4		
C1	1883	MN120211	19.0	19.8	0.5
C1	1883	MN120228	19.8		
C1	1883	MN120243	20.7		
C1	1883	MN120260	20.2		
C1	1883	MN120275	19.4		
C1	1882	MN120211	19.0	19.9	0.6
C1	1882	MN120228	19.8		
C1	1882	MN120244	21.0		
C1	1882	MN120260	20.2		
C1	1882	MN120275	19.4		
C1	1881	MN120211	19.0	20.0	0.5
C1	1881	MN120228	19.8		
C1	1881	MN120244	21.0		
C1	1881	MN120260	20.2		
C1	1881	MN120276	19.8		
C1	1880	MN120212	20.1	20.2	0.3
C1	1880	MN120228	19.8		
C1	1880	MN120244	21.0		
C1	1880	MN120260	20.2		
C1	1880	MN120276	19.8		
C1	1879	MN120212	20.1	20.5	0.5
C1	1879	MN120229	21.1		
C1	1879	MN120244	21.0		
C1	1879	MN120260	20.2		
C1	1879	MN120276	19.8		
C1	1878	MN120212	20.1	20.6	0.5
C1	1878	MN120229	21.1		
C1	1878	MN120244	21.0		
C1	1878	MN120261	20.7		
C1	1878	MN120276	19.8		
C1	1877	MN120212	20.1	20.5	0.4
C1	1877	MN120229	21.1		
C1	1877	MN120245	20.6		
C1	1877	MN120261	20.7		
C1	1877	MN120276	19.8		
C1	1876	MN120212	20.1	20.4	0.5
C1	1876	MN120229	21.1		
C1	1876	MN120245	20.6		
C1	1876	MN120261	20.7		
C1	1876	MN120277	19.3		
C1	1875	MN120213	18.9	20.1	0.8
C1	1875	MN120229	21.1		
C1	1875	MN120245	20.6		
C1	1875	MN120261	20.7		
C1	1875	MN120277	19.3		
C1	1874	MN120213	18.9	20.1	0.8
C1	1874	MN120230	21.1		
C1	1874	MN120245	20.6		
C1	1874	MN120261	20.7		
C1	1874	MN120277	19.3		
C1	1873	MN120213	18.9	19.9	0.7
C1	1873	MN120230	21.1		
C1	1873	MN120245	20.6		
C1	1873	MN120262	19.8		
C1	1873	MN120277	19.3		
C1	1872	MN120213	18.9	19.9	0.7
C1	1872	MN120230	21.1		
C1	1872	MN120246	20.5		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C1	1872	MN120262	19.8		
C1	1872	MN120277	19.3		
C1	1871	MN120213	18.9	20.0	0.6
C1	1871	MN120230	21.1		
C1	1871	MN120246	20.5		
C1	1871	MN120262	19.8		
C1	1871	MN120278	19.5		
C1	1870	MN120214	19.5	20.1	0.5
C1	1870	MN120230	21.1		
C1	1870	MN120246	20.5		
C1	1870	MN120262	19.8		
C1	1870	MN120278	19.5		
C1	1869	MN120214	19.5	20.0	0.5
C1	1869	MN120231	20.7		
C1	1869	MN120246	20.5		
C1	1869	MN120262	19.8		
C1	1869	MN120278	19.5		
C1	1868	MN120214	19.5	20.1	0.5
C1	1868	MN120231	20.7		
C1	1868	MN120246	20.5		
C1	1868	MN120263	20.3		
C1	1868	MN120278	19.5		
C1	1867	MN120214	19.5	20.3	0.7
C1	1867	MN120231	20.7		
C1	1867	MN120247	21.6		
C1	1867	MN120263	20.3		
C1	1867	MN120278	19.5		
C1	1866	MN120214	19.5	20.7	0.6
C1	1866	MN120231	20.7		
C1	1866	MN120247	21.6		
C1	1866	MN120263	20.3		
C1	1866	MN120279	21.2		
C1	1865	MN120215	20.1	20.8	0.5
C1	1865	MN120231	20.7		
C1	1865	MN120247	21.6		
C1	1865	MN120263	20.3		
C1	1865	MN120279	21.2		
C1	1864	MN120215	20.1	20.9	0.6
C1	1864	MN120232	21.3		
C1	1864	MN120247	21.6		
C1	1864	MN120263	20.3		
C1	1864	MN120279	21.2		
C1	1863	MN120215	20.1	21.2	0.4
C1	1863	MN120232	21.3		
C1	1863	MN120247	21.6		
C1	1863	MN120264	21.7		
C1	1863	MN120279	21.2		
C1	1862	MN120215	20.1	21.3	0.6
C1	1862	MN120232	21.3		
C1	1862	MN120248	22.4		
C1	1862	MN120264	21.7		
C1	1862	MN120279	21.2		
C1	1861	MN120215	20.1	21.4	0.6
C1	1861	MN120232	21.3		
C1	1861	MN120248	22.4		
C1	1861	MN120264	21.7		
C1	1861	MN120280	21.5		
C1	1860	MN120216	20.6	21.5	0.4
C1	1860	MN120232	21.3		
C1	1860	MN120248	22.4		
C1	1860	MN120264	21.7		
C1	1860	MN120280	21.5		
C1	1859	MN120216	20.6	21.6	0.4
C1	1859	MN120233	21.7		
C1	1859	MN120248	22.4		
C1	1859	MN120264	21.7		
C1	1859	MN120280	21.5		
C1	1858	MN120216	20.6	21.5	0.5
C1	1858	MN120233	21.7		
C1	1858	MN120248	22.4		
C1	1858	MN120265	21.1		
C1	1858	MN120280	21.5		
C1	1857	MN120216	20.6	21.2	0.3
C1	1857	MN120233	21.7		
C1	1857	MN120249	21.1		
C1	1857	MN120265	21.1		
C1	1857	MN120280	21.5		
C1	1856	MN120216	20.6	21.0	0.3
C1	1856	MN120233	21.7		
C1	1856	MN120249	21.1		
C1	1856	MN120265	21.1		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C1	1856	MN120281	20.5		
C1	1855	MN120217	20.0	20.9	0.5
C1	1855	MN120233	21.7		
C1	1855	MN120249	21.1		
C1	1855	MN120265	21.1		
C1	1855	MN120281	20.5		
C1	1854	MN120217	20.0	20.6	0.4
C1	1854	MN120234	20.4		
C1	1854	MN120249	21.1		
C1	1854	MN120265	21.1		
C1	1854	MN120281	20.5		
C1	1853	MN120217	20.0	20.6	0.4
C1	1853	MN120234	20.4		
C1	1853	MN120249	21.1		
C1	1853	MN120266	21.2		
C1	1853	MN120281	20.5		
C1	1852	MN120217	20.0	20.7	0.5
C1	1852	MN120234	20.4		
C1	1852	MN120250	21.5		
C1	1852	MN120266	21.2		
C1	1852	MN120281	20.5		
C1	1851	MN120217	20.0	20.8	0.5
C1	1851	MN120234	20.4		
C1	1851	MN120250	21.5		
C1	1851	MN120266	21.2		
C1	1851	MN120282	20.9		
C1	1850	MN120218	20.1	20.8	0.5
C1	1850	MN120234	20.4		
C1	1850	MN120250	21.5		
C1	1850	MN120266	21.2		
C1	1850	MN120282	20.9		
C1	1849	MN120218	20.1	20.9	0.4
C1	1849	MN120235	20.7		
C1	1849	MN120250	21.5		
C1	1849	MN120266	21.2		
C1	1849	MN120282	20.9		
C1	1848	MN120218	20.1	20.8	0.3
C1	1848	MN120235	20.7		
C1	1848	MN120250	21.5		
C1	1848	MN120267	20.7		
C1	1848	MN120282	20.9		
C1	1847	MN120218	20.1	20.6	0.2
C1	1847	MN120235	20.7		
C1	1847	MN120251	20.7		
C1	1847	MN120267	20.7		
C1	1847	MN120282	20.9		
C1	1846	MN120218	20.1	20.4	0.4
C1	1846	MN120235	20.7		
C1	1846	MN120251	20.7		
C1	1846	MN120267	20.7		
C1	1846	MN120283	19.5		
C1	1845	MN120219	18.9	20.1	0.7
C1	1845	MN120235	20.7		
C1	1845	MN120251	20.7		
C1	1845	MN120267	20.7		
C1	1845	MN120283	19.5		
C1	1844	MN120219	18.9	19.8	0.7
C1	1844	MN120236	19.1		
C1	1844	MN120251	20.7		
C1	1844	MN120267	20.7		
C1	1844	MN120283	19.5		
C1	1843	MN120219	18.9	19.6	0.5
C1	1843	MN120236	19.1		
C1	1843	MN120251	20.7		
C1	1843	MN120268	19.6		
C1	1843	MN120283	19.5		
C1	1842	MN120219	18.9	19.5	0.4
C1	1842	MN120236	19.1		
C1	1842	MN120252	20.5		
C1	1842	MN120268	19.6		
C1	1842	MN120283	19.5		
C1	1841	MN120219	18.9	19.6	0.5
C1	1841	MN120236	19.1		
C1	1841	MN120252	20.5		
C1	1841	MN120268	19.6		
C1	1841	MN120284	20.0		
C1	1840	MN120220	20.0	19.8	0.4
C1	1840	MN120236	19.1		
C1	1840	MN120252	20.5		
C1	1840	MN120268	19.6		
C1	1840	MN120284	20.0		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C1	1839	MN120220	20.0	19.9	0.3
C1	1839	MN120237	19.4		
C1	1839	MN120252	20.5		
C1	1839	MN120268	19.6		
C1	1839	MN120284	20.0		
C1	1838	MN120220	20.0	20.1	0.4
C1	1838	MN120237	19.4		
C1	1838	MN120252	20.5		
C1	1838	MN120269	20.7		
C1	1838	MN120284	20.0		
C1	1837	MN120220	20.0	20.3	0.6
C1	1837	MN120237	19.4		
C1	1837	MN120253	21.3		
C1	1837	MN120269	20.7		
C1	1837	MN120284	20.0		
C1	1836	MN120220	20.0	20.4	0.6
C1	1836	MN120237	19.4		
C1	1836	MN120253	21.3		
C1	1836	MN120269	20.7		
C1	1836	MN120285	20.6		
C1	1835	MN120221	20.0	20.4	0.5
C1	1835	MN120237	19.4		
C1	1835	MN120253	21.3		
C1	1835	MN120269	20.7		
C1	1835	MN120285	20.6		
C1	1834	MN120221	20.0	20.6	0.3
C1	1834	MN120238	20.3		
C1	1834	MN120253	21.3		
C1	1834	MN120269	20.7		
C1	1834	MN120285	20.6		
C1	1833	MN120221	20.0	20.7	0.4
C1	1833	MN120238	20.3		
C1	1833	MN120253	21.3		
C1	1833	MN120270	21.1		
C1	1833	MN120285	20.6		
C1	1832	MN120221	20.0	20.6	0.3
C1	1832	MN120238	20.3		
C1	1832	MN120254	20.7		
C1	1832	MN120270	21.1		
C1	1832	MN120285	20.6		
C1	1831	MN120221	20.0	20.4	0.4
C1	1831	MN120238	20.3		
C1	1831	MN120254	20.7		
C1	1831	MN120270	21.1		
C1	1831	MN120286	20.1		
C1	1830	MN120222	20.2	20.5	0.3
C1	1830	MN120238	20.3		
C1	1830	MN120254	20.7		
C1	1830	MN120270	21.1		
C1	1830	MN120286	20.1		
C1	1829	MN120222	20.2	20.3	0.5
C1	1829	MN120239	19.2		
C1	1829	MN120254	20.7		
C1	1829	MN120270	21.1		
C1	1829	MN120286	20.1		
C1	1828	MN120222	20.2	19.9	0.5
C1	1828	MN120239	19.2		
C1	1828	MN120254	20.7		
C1	1828	MN120271	19.5		
C1	1828	MN120286	20.1		
C1	1827	MN120222	20.2	19.9	0.5
C1	1827	MN120239	19.2		
C1	1827	MN120255	20.7		
C1	1827	MN120271	19.5		
C1	1827	MN120286	20.1		
C1	1826	MN120222	20.2	19.9	0.4
C1	1826	MN120239	19.2		
C1	1826	MN120255	20.7		
C1	1826	MN120271	19.5		
C1	1826	MN120287	19.9		
C1	1825	MN120223	19.5	19.8	0.4
C1	1825	MN120239	19.2		
C1	1825	MN120255	20.7		
C1	1825	MN120271	19.5		
C1	1825	MN120287	19.9		
C1	1824	MN120223	19.5	19.9	0.3
C1	1824	MN120240	20.0		
C1	1824	MN120255	20.7		
C1	1824	MN120271	19.5		
C1	1824	MN120287	19.9		
C1	1823	MN120223	19.5	20.1	0.4

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C1	1823	MN120240	20.0		
C1	1823	MN120255	20.7		
C1	1823	MN120272	20.6		
C1	1823	MN120287	19.9		
C1	1822	MN120223	19.5	20.3	0.6
C1	1822	MN120240	20.0		
C1	1822	MN120256	21.4		
C1	1822	MN120272	20.6		
C1	1822	MN120287	19.9		
C1	1821	MN120223	19.5	20.2	0.6
C1	1821	MN120240	20.0		
C1	1821	MN120256	21.4		
C1	1821	MN120272	20.6		
C1	1821	MN120288	19.6		
C1	1820	MN120224	20.3	20.4	0.5
C1	1820	MN120240	20.0		
C1	1820	MN120256	21.4		
C1	1820	MN120272	20.6		
C1	1820	MN120288	19.6		
C1	1819	MN120224	20.3	20.4	0.5
C1	1819	MN120241	20.1		
C1	1819	MN120256	21.4		
C1	1819	MN120272	20.6		
C1	1819	MN120288	19.6		
C1	1818	MN120224	20.3	20.4	0.5
C1	1818	MN120241	20.1		
C1	1818	MN120256	21.4		
C1	1818	MN120273	20.6		
C1	1818	MN120288	19.6		
C1	1817	MN120224	20.3	20.4	0.5
C1	1817	MN120241	20.1		
C1	1817	MN120257	21.4		
C1	1817	MN120273	20.6		
C1	1817	MN120288	19.6		
C1	1816	MN120224	20.3	20.4	0.4
C1	1816	MN120241	20.1		
C1	1816	MN120257	21.4		
C1	1816	MN120273	20.6		
C1	1816	MN120289	19.8		
C1	1815	MN120225	20.8	20.5	0.5
C1	1815	MN120241	20.1		
C1	1815	MN120257	21.4		
C1	1815	MN120273	20.6		
C1	1815	MN120289	19.8		
C1	1814	MN120225	20.8	20.8	0.5
C1	1814	MN120242	21.4		
C1	1814	MN120257	21.4		
C1	1814	MN120273	20.6		
C1	1814	MN120289	19.8		
C1	1813	MN120225	20.8	21.0	0.6
C1	1813	MN120242	21.4		
C1	1813	MN120257	21.4		
C1	1813	MN120274	21.9		
C1	1813	MN120289	19.8		
C1	1812	MN120225	20.8	21.3	0.8
C1	1812	MN120242	21.4		
C1	1812	MN120258	22.6		
C1	1812	MN120274	21.9		
C1	1812	MN120289	19.8		
C1	1811	MN120225	20.8	21.4	0.6
C1	1811	MN120242	21.4		
C1	1811	MN120258	22.6		
C1	1811	MN120274	21.9		
C1	1811	MN120290	20.5		
C1	1810	MN120226	21.0	21.5	0.6
C1	1810	MN120242	21.4		
C1	1810	MN120258	22.6		
C1	1810	MN120274	21.9		
C1	1810	MN120290	20.5		
C2	1814	MN120291	19.5	20.8	0.7
C2	1814	MN120315	21.0		
C2	1814	MN120339	20.9		
C2	1814	MN120362	20.4		
C2	1814	MN120385	22.2		
C2	1813	MN120292	20.7	21.0	0.5
C2	1813	MN120315	21.0		
C2	1813	MN120339	20.9		
C2	1813	MN120362	20.4		
C2	1813	MN120385	22.2		
C2	1812	MN120292	20.7	21.3	0.8
C2	1812	MN120316	22.3		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C2	1812	MN120339	20.9		
C2	1812	MN120362	20.4		
C2	1812	MN120385	22.2		
C2	1811	MN120292	20.7	21.5	0.6
C2	1811	MN120316	22.3		
C2	1811	MN120339	20.9		
C2	1811	MN120363	21.4		
C2	1811	MN120385	22.2		
C2	1810	MN120292	20.7	21.8	0.6
C2	1810	MN120316	22.3		
C2	1810	MN120340	22.2		
C2	1810	MN120363	21.4		
C2	1810	MN120385	22.2		
C2	1809	MN120292	20.7	21.4	0.7
C2	1809	MN120316	22.3		
C2	1809	MN120340	22.2		
C2	1809	MN120363	21.4		
C2	1809	MN120386	20.3		
C2	1808	MN120293	19.9	21.2	0.9
C2	1808	MN120316	22.3		
C2	1808	MN120340	22.2		
C2	1808	MN120363	21.4		
C2	1808	MN120386	20.3		
C2	1807	MN120293	19.9	21.1	0.8
C2	1807	MN120317	21.5		
C2	1807	MN120340	22.2		
C2	1807	MN120363	21.4		
C2	1807	MN120386	20.3		
C2	1806	MN120293	19.9	21.0	0.7
C2	1806	MN120317	21.5		
C2	1806	MN120340	22.2		
C2	1806	MN120364	20.9		
C2	1806	MN120386	20.3		
C2	1805	MN120293	19.9	20.7	0.5
C2	1805	MN120317	21.5		
C2	1805	MN120341	20.8		
C2	1805	MN120364	20.9		
C2	1805	MN120386	20.3		
C2	1804	MN120293	19.9	20.7	0.4
C2	1804	MN120317	21.5		
C2	1804	MN120341	20.8		
C2	1804	MN120364	20.9		
C2	1804	MN120387	20.6		
C2	1803	MN120294	20.2	20.8	0.3
C2	1803	MN120317	21.5		
C2	1803	MN120341	20.8		
C2	1803	MN120364	20.9		
C2	1803	MN120387	20.6		
C2	1802	MN120294	20.2	20.8	0.3
C2	1802	MN120318	21.5		
C2	1802	MN120341	20.8		
C2	1802	MN120364	20.9		
C2	1802	MN120387	20.6		
C2	1801	MN120294	20.2	20.7	0.3
C2	1801	MN120318	21.5		
C2	1801	MN120341	20.8		
C2	1801	MN120365	20.6		
C2	1801	MN120387	20.6		
C2	1800	MN120294	20.2	21.0	0.6
C2	1800	MN120318	21.5		
C2	1800	MN120342	21.9		
C2	1800	MN120365	20.6		
C2	1800	MN120387	20.6		
C2	1799	MN120294	20.2	21.0	0.6
C2	1799	MN120318	21.5		
C2	1799	MN120342	21.9		
C2	1799	MN120365	20.6		
C2	1799	MN120388	20.7		
C2	1798	MN120295	19.9	20.9	0.6
C2	1798	MN120318	21.5		
C2	1798	MN120342	21.9		
C2	1798	MN120365	20.6		
C2	1798	MN120388	20.7		
C2	1797	MN120295	19.9	20.8	0.5
C2	1797	MN120319	21.1		
C2	1797	MN120342	21.9		
C2	1797	MN120365	20.6		
C2	1797	MN120388	20.7		
C2	1796	MN120295	19.9	20.9	0.5
C2	1796	MN120319	21.1		
C2	1796	MN120342	21.9		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C2	1796	MN120366	20.9		
C2	1796	MN120388	20.7		
C2	1795	MN120295	19.9	20.8	0.4
C2	1795	MN120319	21.1		
C2	1795	MN120343	21.1		
C2	1795	MN120366	20.9		
C2	1795	MN120388	20.7		
C2	1794	MN120295	19.9	20.6	0.5
C2	1794	MN120319	21.1		
C2	1794	MN120343	21.1		
C2	1794	MN120366	20.9		
C2	1794	MN120389	20.0		
C2	1793	MN120296	19.8	20.6	0.6
C2	1793	MN120319	21.1		
C2	1793	MN120343	21.1		
C2	1793	MN120366	20.9		
C2	1793	MN120389	20.0		
C2	1792	MN120296	19.8	20.4	0.5
C2	1792	MN120320	20.3		
C2	1792	MN120343	21.1		
C2	1792	MN120366	20.9		
C2	1792	MN120389	20.0		
C2	1791	MN120296	19.8	20.3	0.3
C2	1791	MN120320	20.3		
C2	1791	MN120343	21.1		
C2	1791	MN120367	20.4		
C2	1791	MN120389	20.0		
C2	1790	MN120296	19.8	20.1	0.2
C2	1790	MN120320	20.3		
C2	1790	MN120344	20.2		
C2	1790	MN120367	20.4		
C2	1790	MN120389	20.0		
C2	1789	MN120296	19.8	20.1	0.2
C2	1789	MN120320	20.3		
C2	1789	MN120344	20.2		
C2	1789	MN120367	20.4		
C2	1789	MN120390	19.9		
C2	1788	MN120297	20.0	20.1	0.2
C2	1788	MN120320	20.3		
C2	1788	MN120344	20.2		
C2	1788	MN120367	20.4		
C2	1788	MN120390	19.9		
C2	1787	MN120297	20.0	20.1	0.2
C2	1787	MN120321	20.3		
C2	1787	MN120344	20.2		
C2	1787	MN120367	20.4		
C2	1787	MN120390	19.9		
C2	1786	MN120297	20.0	20.1	0.1
C2	1786	MN120321	20.3		
C2	1786	MN120344	20.2		
C2	1786	MN120368	20.1		
C2	1786	MN120390	19.9		
C2	1785	MN120297	20.0	20.2	0.3
C2	1785	MN120321	20.3		
C2	1785	MN120345	20.9		
C2	1785	MN120368	20.1		
C2	1785	MN120390	19.9		
C2	1784	MN120297	20.0	20.5	0.4
C2	1784	MN120321	20.3		
C2	1784	MN120345	20.9		
C2	1784	MN120368	20.1		
C2	1784	MN120391	21.0		
C2	1783	MN120298	19.6	20.4	0.5
C2	1783	MN120321	20.3		
C2	1783	MN120345	20.9		
C2	1783	MN120368	20.1		
C2	1783	MN120391	21.0		
C2	1782	MN120298	19.6	20.4	0.5
C2	1782	MN120322	20.6		
C2	1782	MN120345	20.9		
C2	1782	MN120368	20.1		
C2	1782	MN120391	21.0		
C2	1781	MN120298	19.6	20.6	0.4
C2	1781	MN120322	20.6		
C2	1781	MN120345	20.9		
C2	1781	MN120369	20.7		
C2	1781	MN120391	21.0		
C2	1780	MN120298	19.6	20.6	0.4
C2	1780	MN120322	20.6		
C2	1780	MN120346	20.8		
C2	1780	MN120369	20.7		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C2	1780	MN120391	21.0		
C2	1779	MN120298	19.6	20.5	0.4
C2	1779	MN120322	20.6		
C2	1779	MN120346	20.8		
C2	1779	MN120369	20.7		
C2	1779	MN120392	20.8		
C2	1778	MN120299	19.4	20.5	0.4
C2	1778	MN120322	20.6		
C2	1778	MN120346	20.8		
C2	1778	MN120369	20.7		
C2	1778	MN120392	20.8		
C2	1777	MN120299	19.4	20.4	0.4
C2	1777	MN120323	20.3		
C2	1777	MN120346	20.8		
C2	1777	MN120369	20.7		
C2	1777	MN120392	20.8		
C2	1776	MN120299	19.4	20.3	0.4
C2	1776	MN120323	20.3		
C2	1776	MN120346	20.8		
C2	1776	MN120370	20.1		
C2	1776	MN120392	20.8		
C2	1775	MN120299	19.4	20.2	0.4
C2	1775	MN120323	20.3		
C2	1775	MN120347	20.5		
C2	1775	MN120370	20.1		
C2	1775	MN120392	20.8		
C2	1774	MN120299	19.4	20.2	0.4
C2	1774	MN120323	20.3		
C2	1774	MN120347	20.5		
C2	1774	MN120370	20.1		
C2	1774	MN120393	20.6		
C2	1773	MN120300	19.6	20.2	0.3
C2	1773	MN120323	20.3		
C2	1773	MN120347	20.5		
C2	1773	MN120370	20.1		
C2	1773	MN120393	20.6		
C2	1772	MN120300	19.6	20.3	0.4
C2	1772	MN120324	20.8		
C2	1772	MN120347	20.5		
C2	1772	MN120370	20.1		
C2	1772	MN120393	20.6		
C2	1771	MN120300	19.6	20.4	0.3
C2	1771	MN120324	20.8		
C2	1771	MN120347	20.5		
C2	1771	MN120371	20.3		
C2	1771	MN120393	20.6		
C2	1770	MN120300	19.6	20.4	0.4
C2	1770	MN120324	20.8		
C2	1770	MN120348	20.7		
C2	1770	MN120371	20.3		
C2	1770	MN120393	20.6		
C2	1769	MN120300	19.6	20.6	0.5
C2	1769	MN120324	20.8		
C2	1769	MN120348	20.7		
C2	1769	MN120371	20.3		
C2	1769	MN120394	21.4		
C2	1768	MN120301	20.1	20.6	0.4
C2	1768	MN120324	20.8		
C2	1768	MN120348	20.7		
C2	1768	MN120371	20.3		
C2	1768	MN120394	21.4		
C2	1767	MN120301	20.1	20.7	0.4
C2	1767	MN120325	21.1		
C2	1767	MN120348	20.7		
C2	1767	MN120371	20.3		
C2	1767	MN120394	21.4		
C2	1766	MN120301	20.1	20.9	0.4
C2	1766	MN120325	21.1		
C2	1766	MN120348	20.7		
C2	1766	MN120372	21.0		
C2	1766	MN120394	21.4		
C2	1765	MN120301	20.1	21.0	0.4
C2	1765	MN120325	21.1		
C2	1765	MN120349	21.3		
C2	1765	MN120372	21.0		
C2	1765	MN120394	21.4		
C2	1764	MN120301	20.1	21.0	0.4
C2	1764	MN120325	21.1		
C2	1764	MN120349	21.3		
C2	1764	MN120372	21.0		
C2	1764	MN120395	21.6		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C2	1763	MN120302	19.6	20.9	0.5
C2	1763	MN120325	21.1		
C2	1763	MN120349	21.3		
C2	1763	MN120372	21.0		
C2	1763	MN120395	21.6		
C2	1762	MN120302	19.6	20.9	0.5
C2	1762	MN120326	20.9		
C2	1762	MN120349	21.3		
C2	1762	MN120372	21.0		
C2	1762	MN120395	21.6		
C2	1761	MN120302	19.6	20.8	0.5
C2	1761	MN120326	20.9		
C2	1761	MN120349	21.3		
C2	1761	MN120373	20.7		
C2	1761	MN120395	21.6		
C2	1760	MN120302	19.6	20.8	0.5
C2	1760	MN120326	20.9		
C2	1760	MN120350	21.2		
C2	1760	MN120373	20.7		
C2	1760	MN120395	21.6		
C2	1759	MN120302	19.6	20.6	0.5
C2	1759	MN120326	20.9		
C2	1759	MN120350	21.2		
C2	1759	MN120373	20.7		
C2	1759	MN120396	20.4		
C2	1758	MN120303	19.1	20.5	0.6
C2	1758	MN120326	20.9		
C2	1758	MN120350	21.2		
C2	1758	MN120373	20.7		
C2	1758	MN120396	20.4		
C2	1757	MN120303	19.1	20.4	0.5
C2	1757	MN120327	20.5		
C2	1757	MN120350	21.2		
C2	1757	MN120373	20.7		
C2	1757	MN120396	20.4		
C2	1756	MN120303	19.1	20.4	0.6
C2	1756	MN120327	20.5		
C2	1756	MN120350	21.2		
C2	1756	MN120374	21.0		
C2	1756	MN120396	20.4		
C2	1755	MN120303	19.1	20.2	0.5
C2	1755	MN120327	20.5		
C2	1755	MN120351	20.2		
C2	1755	MN120374	21.0		
C2	1755	MN120396	20.4		
C2	1754	MN120303	19.1	20.5	0.7
C2	1754	MN120327	20.5		
C2	1754	MN120351	20.2		
C2	1754	MN120374	21.0		
C2	1754	MN120397	21.8		
C2	1753	MN120304	19.7	20.6	0.6
C2	1753	MN120327	20.5		
C2	1753	MN120351	20.2		
C2	1753	MN120374	21.0		
C2	1753	MN120397	21.8		
C2	1752	MN120304	19.7	20.8	0.7
C2	1752	MN120328	21.3		
C2	1752	MN120351	20.2		
C2	1752	MN120374	21.0		
C2	1752	MN120397	21.8		
C2	1751	MN120304	19.7	20.8	0.7
C2	1751	MN120328	21.3		
C2	1751	MN120351	20.2		
C2	1751	MN120375	21.0		
C2	1751	MN120397	21.8		
C2	1750	MN120304	19.7	21.0	0.5
C2	1750	MN120328	21.3		
C2	1750	MN120352	21.2		
C2	1750	MN120375	21.0		
C2	1750	MN120397	21.8		
C2	1749	MN120304	19.7	20.6	0.6
C2	1749	MN120328	21.3		
C2	1749	MN120352	21.2		
C2	1749	MN120375	21.0		
C2	1749	MN120398	20.1		
C2	1748	MN120305	19.6	20.6	0.6
C2	1748	MN120328	21.3		
C2	1748	MN120352	21.2		
C2	1748	MN120375	21.0		
C2	1748	MN120398	20.1		
C2	1747	MN120305	19.6	20.6	0.6

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C2	1747	MN120329	21.0		
C2	1747	MN120352	21.2		
C2	1747	MN120375	21.0		
C2	1747	MN120398	20.1		
C2	1746	MN120305	19.6	20.4	0.5
C2	1746	MN120329	21.0		
C2	1746	MN120352	21.2		
C2	1746	MN120376	20.4		
C2	1746	MN120398	20.1		
C2	1745	MN120305	19.6	20.4	0.4
C2	1745	MN120329	21.0		
C2	1745	MN120353	20.9		
C2	1745	MN120376	20.4		
C2	1745	MN120398	20.1		
C2	1744	MN120305	19.6	20.6	0.5
C2	1744	MN120329	21.0		
C2	1744	MN120353	20.9		
C2	1744	MN120376	20.4		
C2	1744	MN120399	21.3		
C2	1743	MN120306	20.0	20.7	0.4
C2	1743	MN120329	21.0		
C2	1743	MN120353	20.9		
C2	1743	MN120376	20.4		
C2	1743	MN120399	21.3		
C2	1742	MN120306	20.0	20.7	0.4
C2	1742	MN120330	20.8		
C2	1742	MN120353	20.9		
C2	1742	MN120376	20.4		
C2	1742	MN120399	21.3		
C2	1741	MN120306	20.0	20.7	0.4
C2	1741	MN120330	20.8		
C2	1741	MN120353	20.9		
C2	1741	MN120377	20.4		
C2	1741	MN120399	21.3		
C2	1740	MN120306	20.0	20.7	0.4
C2	1740	MN120330	20.8		
C2	1740	MN120354	21.0		
C2	1740	MN120377	20.4		
C2	1740	MN120399	21.3		
C2	1739	MN120306	20.0	20.5	0.3
C2	1739	MN120330	20.8		
C2	1739	MN120354	21.0		
C2	1739	MN120377	20.4		
C2	1739	MN120400	20.2		
C2	1738	MN120307	19.6	20.4	0.4
C2	1738	MN120330	20.8		
C2	1738	MN120354	21.0		
C2	1738	MN120377	20.4		
C2	1738	MN120400	20.2		
C2	1737	MN120307	19.6	20.5	0.5
C2	1737	MN120331	21.2		
C2	1737	MN120354	21.0		
C2	1737	MN120377	20.4		
C2	1737	MN120400	20.2		
C2	1736	MN120307	19.6	20.6	0.6
C2	1736	MN120331	21.2		
C2	1736	MN120354	21.0		
C2	1736	MN120378	21.2		
C2	1736	MN120400	20.2		
C2	1735	MN120307	19.6	20.7	0.6
C2	1735	MN120331	21.2		
C2	1735	MN120355	21.1		
C2	1735	MN120378	21.2		
C2	1735	MN120400	20.2		
C2	1734	MN120307	19.6	20.8	0.5
C2	1734	MN120331	21.2		
C2	1734	MN120355	21.1		
C2	1734	MN120378	21.2		
C2	1734	MN120401	20.8		
C2	1733	MN120308	20.1	20.9	0.3
C2	1733	MN120331	21.2		
C2	1733	MN120355	21.1		
C2	1733	MN120378	21.2		
C2	1733	MN120401	20.8		
C2	1732	MN120308	20.1	20.9	0.3
C2	1732	MN120332	21.0		
C2	1732	MN120355	21.1		
C2	1732	MN120378	21.2		
C2	1732	MN120401	20.8		
C2	1731	MN120308	20.1	20.6	0.5
C2	1731	MN120332	21.0		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C2	1731	MN120355	21.1		
C2	1731	MN120379	19.8		
C2	1731	MN120401	20.8		
C2	1730	MN120308	20.1	20.6	0.5
C2	1730	MN120332	21.0		
C2	1730	MN120356	21.0		
C2	1730	MN120379	19.8		
C2	1730	MN120401	20.8		
C2	1729	MN120308	20.1	20.6	0.5
C2	1729	MN120332	21.0		
C2	1729	MN120356	21.0		
C2	1729	MN120379	19.8		
C2	1729	MN120402	21.3		
C2	1728	MN120309	19.9	20.6	0.6
C2	1728	MN120332	21.0		
C2	1728	MN120356	21.0		
C2	1728	MN120379	19.8		
C2	1728	MN120402	21.3		
C2	1727	MN120309	19.9	20.6	0.6
C2	1727	MN120333	21.0		
C2	1727	MN120356	21.0		
C2	1727	MN120379	19.8		
C2	1727	MN120402	21.3		
C2	1726	MN120309	19.9	20.6	0.5
C2	1726	MN120333	21.0		
C2	1726	MN120356	21.0		
C2	1726	MN120380	20.1		
C2	1726	MN120402	21.3		
C2	1725	MN120309	19.9	20.6	0.5
C2	1725	MN120333	21.0		
C2	1725	MN120357	20.9		
C2	1725	MN120380	20.1		
C2	1725	MN120402	21.3		
C2	1724	MN120309	19.9	20.4	0.4
C2	1724	MN120333	21.0		
C2	1724	MN120357	20.9		
C2	1724	MN120380	20.1		
C2	1724	MN120403	20.3		
C2	1723	MN120310	19.9	20.4	0.4
C2	1723	MN120333	21.0		
C2	1723	MN120357	20.9		
C2	1723	MN120380	20.1		
C2	1723	MN120403	20.3		
C2	1722	MN120310	19.9	20.4	0.4
C2	1722	MN120334	20.9		
C2	1722	MN120357	20.9		
C2	1722	MN120380	20.1		
C2	1722	MN120403	20.3		
C2	1721	MN120310	19.9	20.4	0.4
C2	1721	MN120334	20.9		
C2	1721	MN120357	20.9		
C2	1721	MN120381	20.0		
C2	1721	MN120403	20.3		
C2	1720	MN120310	19.9	20.4	0.4
C2	1720	MN120334	20.9		
C2	1720	MN120358	20.9		
C2	1720	MN120381	20.0		
C2	1720	MN120403	20.3		
C2	1719	MN120310	19.9	20.6	0.6
C2	1719	MN120334	20.9		
C2	1719	MN120358	20.9		
C2	1719	MN120381	20.0		
C2	1719	MN120404	21.6		
C2	1718	MN120311	20.3	20.7	0.5
C2	1718	MN120334	20.9		
C2	1718	MN120358	20.9		
C2	1718	MN120381	20.0		
C2	1718	MN120404	21.6		
C2	1717	MN120311	20.3	20.8	0.6
C2	1717	MN120335	21.4		
C2	1717	MN120358	20.9		
C2	1717	MN120381	20.0		
C2	1717	MN120404	21.6		
C2	1716	MN120311	20.3	20.9	0.5
C2	1716	MN120335	21.4		
C2	1716	MN120358	20.9		
C2	1716	MN120382	20.2		
C2	1716	MN120404	21.6		
C2	1715	MN120311	20.3	20.9	0.6
C2	1715	MN120335	21.4		
C2	1715	MN120359	21.2		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C2	1715	MN120382	20.2		
C2	1715	MN120404	21.6		
C2	1714	MN120311	20.3	20.9	0.5
C2	1714	MN120335	21.4		
C2	1714	MN120359	21.2		
C2	1714	MN120382	20.2		
C2	1714	MN120405	21.6		
C2	1713	MN120312	19.3	20.7	0.8
C2	1713	MN120335	21.4		
C2	1713	MN120359	21.2		
C2	1713	MN120382	20.2		
C2	1713	MN120405	21.6		
C2	1712	MN120312	19.3	20.6	0.7
C2	1712	MN120336	21.0		
C2	1712	MN120359	21.2		
C2	1712	MN120382	20.2		
C2	1712	MN120405	21.6		
C2	1711	MN120312	19.3	20.6	0.7
C2	1711	MN120336	21.0		
C2	1711	MN120359	21.2		
C2	1711	MN120383	20.1		
C2	1711	MN120405	21.6		
C2	1710	MN120312	19.3	20.6	0.7
C2	1710	MN120336	21.0		
C2	1710	MN120360	20.8		
C2	1710	MN120383	20.1		
C2	1710	MN120405	21.6		
C2	1709	MN120312	19.3	20.4	0.5
C2	1709	MN120336	21.0		
C2	1709	MN120360	20.8		
C2	1709	MN120383	20.1		
C2	1709	MN120406	20.6		
C2	1708	MN120313	20.2	20.5	0.3
C2	1708	MN120336	21.0		
C2	1708	MN120360	20.8		
C2	1708	MN120383	20.1		
C2	1708	MN120406	20.6		
C2	1707	MN120313	20.2	20.5	0.3
C2	1707	MN120337	20.8		
C2	1707	MN120360	20.8		
C2	1707	MN120383	20.1		
C2	1707	MN120406	20.6		
C2	1706	MN120313	20.2	20.6	0.2
C2	1706	MN120337	20.8		
C2	1706	MN120360	20.8		
C2	1706	MN120384	20.6		
C2	1706	MN120406	20.6		
C2	1705	MN120313	20.2	20.6	0.2
C2	1705	MN120337	20.8		
C2	1705	MN120361	20.7		
C2	1705	MN120384	20.6		
C2	1705	MN120406	20.6		
C2	1704	MN120313	20.2	20.7	0.2
C2	1704	MN120337	20.8		
C2	1704	MN120361	20.7		
C2	1704	MN120384	20.6		
C2	1704	MN120407	21.1		
C2	1703	MN120314	20.1	20.7	0.2
C2	1703	MN120337	20.8		
C2	1703	MN120361	20.7		
C2	1703	MN120384	20.6		
C2	1703	MN120407	21.1		
C2	1702	MN120314	20.1	20.8	0.4
C2	1702	MN120338	21.6		
C2	1702	MN120361	20.7		
C2	1702	MN120384	20.6		
C2	1702	MN120407	21.1		
C3	1706	MN120406*	20.5	20.6	0.5
C3	1706	MN120425	21.4		
C3	1706	MN120444	20.0		
C3	1706	MN120464	21.2		
C3	1706	MN120484	20.2		
C3	1705	MN120407*	19.1	20.4	0.7
C3	1705	MN120425	21.4		
C3	1705	MN120444	20.0		
C3	1705	MN120464	21.2		
C3	1705	MN120484	20.2		
C3	1704	MN120407*	19.1	20.3	0.7
C3	1704	MN120425	21.4		
C3	1704	MN120444	20.0		
C3	1704	MN120465	21.1		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C3	1704	MN120484	20.2		
C3	1703	MN120407*	19.1	20.3	0.7
C3	1703	MN120425	21.4		
C3	1703	MN120444	20.0		
C3	1703	MN120465	21.1		
C3	1703	MN120485	20.2		
C3	1702	MN120407*	19.1	20.2	0.5
C3	1702	MN120426	20.5		
C3	1702	MN120444	20.0		
C3	1702	MN120465	21.1		
C3	1702	MN120485	20.2		
C3	1701	MN120407*	19.1	20.4	0.6
C3	1701	MN120426	20.5		
C3	1701	MN120445	21.0		
C3	1701	MN120465	21.1		
C3	1701	MN120485	20.2		
C3	1700	MN120408	19.6	20.5	0.5
C3	1700	MN120426	20.5		
C3	1700	MN120445	21.0		
C3	1700	MN120465	21.1		
C3	1700	MN120485	20.2		
C3	1699	MN120408	19.6	20.3	0.4
C3	1699	MN120426	20.5		
C3	1699	MN120445	21.0		
C3	1699	MN120466	20.1		
C3	1699	MN120485	20.2		
C3	1698	MN120408	19.6	20.3	0.4
C3	1698	MN120426	20.5		
C3	1698	MN120445	21.0		
C3	1698	MN120466	20.1		
C3	1698	MN120486	20.8		
C3	1697	MN120408	19.6	20.5	0.5
C3	1697	MN120427	20.9		
C3	1697	MN120445	21.0		
C3	1697	MN120466	20.1		
C3	1697	MN120486	20.8		
C3	1696	MN120408	19.6	20.3	0.4
C3	1696	MN120427	20.9		
C3	1696	MN120446	20.3		
C3	1696	MN120466	20.1		
C3	1696	MN120486	20.8		
C3	1695	MN120409	19.8	20.4	0.4
C3	1695	MN120427	20.9		
C3	1695	MN120446	20.3		
C3	1695	MN120466	20.1		
C3	1695	MN120486	20.8		
C3	1694	MN120409	19.8	20.5	0.3
C3	1694	MN120427	20.9		
C3	1694	MN120446	20.3		
C3	1694	MN120467	20.5		
C3	1694	MN120486	20.8		
C3	1693	MN120409	19.8	20.5	0.3
C3	1693	MN120427	20.9		
C3	1693	MN120446	20.3		
C3	1693	MN120467	20.5		
C3	1693	MN120487	20.1		
C3	1692	MN120409	19.8	20.2	0.2
C3	1692	MN120428	20.4		
C3	1692	MN120446	20.3		
C3	1692	MN120467	20.5		
C3	1692	MN120487	20.1		
C3	1691	MN120409	19.8	20.1	0.2
C3	1691	MN120428	20.4		
C3	1691	MN120447	19.9		
C3	1691	MN120467	20.5		
C3	1691	MN120487	20.1		
C3	1690	MN120410	19.5	20.1	0.3
C3	1690	MN120428	20.4		
C3	1690	MN120447	19.9		
C3	1690	MN120467	20.5		
C3	1690	MN120487	20.1		
C3	1689	MN120410	19.5	20.0	0.3
C3	1689	MN120428	20.4		
C3	1689	MN120447	19.9		
C3	1689	MN120468	20.4		
C3	1689	MN120487	20.1		
C3	1688	MN120410	19.5	20.0	0.3
C3	1688	MN120428	20.4		
C3	1688	MN120447	19.9		
C3	1688	MN120468	20.4		
C3	1688	MN120488	20.0		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C3	1687	MN120410	19.5	20.0	0.2
C3	1687	MN120429	20.2		
C3	1687	MN120447	19.9		
C3	1687	MN120468	20.4		
C3	1687	MN120488	20.0		
C3	1686	MN120410	19.5	20.0	0.2
C3	1686	MN120429	20.2		
C3	1686	MN120448	20.2		
C3	1686	MN120468	20.4		
C3	1686	MN120488	20.0		
C3	1685	MN120411	20.0	20.1	0.1
C3	1685	MN120429	20.2		
C3	1685	MN120448	20.2		
C3	1685	MN120468	20.4		
C3	1685	MN120488	20.0		
C3	1684	MN120411	20.0	20.0	0.1
C3	1684	MN120429	20.2		
C3	1684	MN120448	20.2		
C3	1684	MN120469	19.7		
C3	1684	MN120488	20.0		
C3	1683	MN120411	20.0	20.0	0.1
C3	1683	MN120429	20.2		
C3	1683	MN120448	20.2		
C3	1683	MN120469	19.7		
C3	1683	MN120489	19.3		
C3	1682	MN120411	20.0	19.8	0.2
C3	1682	MN120430	19.7		
C3	1682	MN120448	20.2		
C3	1682	MN120469	19.7		
C3	1682	MN120489	19.3		
C3	1681	MN120411	20.0	19.6	0.3
C3	1681	MN120430	19.7		
C3	1681	MN120449	19.3		
C3	1681	MN120469	19.7		
C3	1681	MN120489	19.3		
C3	1680	MN120412	19.2	19.4	0.2
C3	1680	MN120430	19.7		
C3	1680	MN120449	19.3		
C3	1680	MN120469	19.7		
C3	1680	MN120489	19.3		
C3	1679	MN120412	19.2	19.7	0.5
C3	1679	MN120430	19.7		
C3	1679	MN120449	19.3		
C3	1679	MN120470	20.8		
C3	1679	MN120489	19.3		
C3	1678	MN120412	19.2	19.7	0.5
C3	1678	MN120430	19.7		
C3	1678	MN120449	19.3		
C3	1678	MN120470	20.8		
C3	1678	MN120490	20.5		
C3	1677	MN120412	19.2	19.9	0.7
C3	1677	MN120431	19.4		
C3	1677	MN120449	19.3		
C3	1677	MN120470	20.8		
C3	1677	MN120490	20.5		
C3	1676	MN120412	19.2	19.9	0.7
C3	1676	MN120431	19.4		
C3	1676	MN120450	19.3		
C3	1676	MN120470	20.8		
C3	1676	MN120490	20.5		
C3	1675	MN120413	20.1	20.0	0.5
C3	1675	MN120431	19.4		
C3	1675	MN120450	19.3		
C3	1675	MN120470	20.8		
C3	1675	MN120490	20.5		
C3	1674	MN120413	20.1	19.6	0.6
C3	1674	MN120431	19.4		
C3	1674	MN120450	19.3		
C3	1674	MN120471	18.4		
C3	1674	MN120490	20.5		
C3	1673	MN120413	20.1	19.6	0.6
C3	1673	MN120431	19.4		
C3	1673	MN120450	19.3		
C3	1673	MN120471	18.4		
C3	1673	MN120491	20.1		
C3	1672	MN120413	20.1	19.5	0.5
C3	1672	MN120432	19.5		
C3	1672	MN120450	19.3		
C3	1672	MN120471	18.4		
C3	1672	MN120491	20.1		
C3	1671	MN120413	20.1	19.5	0.5

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C3	1671	MN120432	19.5		
C3	1671	MN120451	19.4		
C3	1671	MN120471	18.4		
C3	1671	MN120491	20.1		
C3	1670	MN120414	19.6	19.4	0.4
C3	1670	MN120432	19.5		
C3	1670	MN120451	19.4		
C3	1670	MN120471	18.4		
C3	1670	MN120491	20.1		
C3	1669	MN120414	19.6	20.0	0.6
C3	1669	MN120432	19.5		
C3	1669	MN120451	19.4		
C3	1669	MN120472	21.3		
C3	1669	MN120491	20.1		
C3	1668	MN120414	19.6	20.0	0.6
C3	1668	MN120432	19.5		
C3	1668	MN120451	19.4		
C3	1668	MN120472	21.3		
C3	1668	MN120492	20.6		
C3	1667	MN120414	19.6	20.7	1.0
C3	1667	MN120433	22.5		
C3	1667	MN120451	19.4		
C3	1667	MN120472	21.3		
C3	1667	MN120492	20.6		
C3	1666	MN120414	19.6	20.9	0.8
C3	1666	MN120433	22.5		
C3	1666	MN120452	20.4		
C3	1666	MN120472	21.3		
C3	1666	MN120492	20.6		
C3	1665	MN120415	19.0	20.8	0.9
C3	1665	MN120433	22.5		
C3	1665	MN120452	20.4		
C3	1665	MN120472	21.3		
C3	1665	MN120492	20.6		
C3	1664	MN120415	19.0	20.7	0.9
C3	1664	MN120433	22.5		
C3	1664	MN120452	20.4		
C3	1664	MN120473	21.1		
C3	1664	MN120492	20.6		
C3	1663	MN120415	19.0	20.7	0.9
C3	1663	MN120433	22.5		
C3	1663	MN120452	20.4		
C3	1663	MN120473	21.1		
C3	1663	MN120493	21.0		
C3	1662	MN120415	19.0	20.5	0.6
C3	1662	MN120434	20.9		
C3	1662	MN120452	20.4		
C3	1662	MN120473	21.1		
C3	1662	MN120493	21.0		
C3	1661	MN120415	19.0	20.7	0.7
C3	1661	MN120434	20.9		
C3	1661	MN120453	21.3		
C3	1661	MN120473	21.1		
C3	1661	MN120493	21.0		
C3	1660	MN120416	20.1	20.9	0.3
C3	1660	MN120434	20.9		
C3	1660	MN120453	21.3		
C3	1660	MN120473	21.1		
C3	1660	MN120493	21.0		
C3	1659	MN120416	20.1	21.0	0.4
C3	1659	MN120434	20.9		
C3	1659	MN120453	21.3		
C3	1659	MN120474	21.9		
C3	1659	MN120493	21.0		
C3	1658	MN120416	20.1	21.0	0.4
C3	1658	MN120434	20.9		
C3	1658	MN120453	21.3		
C3	1658	MN120474	21.9		
C3	1658	MN120494	20.9		
C3	1657	MN120416	20.1	21.2	0.6
C3	1657	MN120435	21.9		
C3	1657	MN120453	21.3		
C3	1657	MN120474	21.9		
C3	1657	MN120494	20.9		
C3	1656	MN120416	20.1	21.1	0.6
C3	1656	MN120435	21.9		
C3	1656	MN120454	20.8		
C3	1656	MN120474	21.9		
C3	1656	MN120494	20.9		
C3	1655	MN120417	20.5	21.2	0.6
C3	1655	MN120435	21.9		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C3	1655	MN120454	20.8		
C3	1655	MN120474	21.9		
C3	1655	MN120494	20.9		
C3	1654	MN120417	20.5	21.3	0.6
C3	1654	MN120435	21.9		
C3	1654	MN120454	20.8		
C3	1654	MN120475	22.2		
C3	1654	MN120494	20.9		
C3	1653	MN120417	20.5	21.3	0.6
C3	1653	MN120435	21.9		
C3	1653	MN120454	20.8		
C3	1653	MN120475	22.2		
C3	1653	MN120495	20.1		
C3	1652	MN120417	20.5	20.8	0.6
C3	1652	MN120436	20.5		
C3	1652	MN120454	20.8		
C3	1652	MN120475	22.2		
C3	1652	MN120495	20.1		
C3	1651	MN120417	20.5	20.9	0.7
C3	1651	MN120436	20.5		
C3	1651	MN120455	21.2		
C3	1651	MN120475	22.2		
C3	1651	MN120495	20.1		
C3	1650	MN120418	20.3	20.9	0.7
C3	1650	MN120436	20.5		
C3	1650	MN120455	21.2		
C3	1650	MN120475	22.2		
C3	1650	MN120495	20.1		
C3	1649	MN120418	20.3	20.6	0.4
C3	1649	MN120436	20.5		
C3	1649	MN120455	21.2		
C3	1649	MN120476	21.1		
C3	1649	MN120495	20.1		
C3	1648	MN120418	20.3	20.6	0.4
C3	1648	MN120436	20.5		
C3	1648	MN120455	21.2		
C3	1648	MN120476	21.1		
C3	1648	MN120496	20.7		
C3	1647	MN120418	20.3	20.7	0.4
C3	1647	MN120437	20.1		
C3	1647	MN120455	21.2		
C3	1647	MN120476	21.1		
C3	1647	MN120496	20.7		
C3	1646	MN120418	20.3	20.7	0.4
C3	1646	MN120437	20.1		
C3	1646	MN120456	21.2		
C3	1646	MN120476	21.1		
C3	1646	MN120496	20.7		
C3	1645	MN120419	20.3	20.7	0.4
C3	1645	MN120437	20.1		
C3	1645	MN120456	21.2		
C3	1645	MN120476	21.1		
C3	1645	MN120496	20.7		
C3	1644	MN120419	20.3	20.8	0.5
C3	1644	MN120437	20.1		
C3	1644	MN120456	21.2		
C3	1644	MN120477	21.8		
C3	1644	MN120496	20.7		
C3	1643	MN120419	20.3	20.8	0.5
C3	1643	MN120437	20.1		
C3	1643	MN120456	21.2		
C3	1643	MN120477	21.8		
C3	1643	MN120497	20.1		
C3	1642	MN120419	20.3	20.8	0.6
C3	1642	MN120438	20.4		
C3	1642	MN120456	21.2		
C3	1642	MN120477	21.8		
C3	1642	MN120497	20.1		
C3	1641	MN120419	20.3	20.6	0.5
C3	1641	MN120438	20.4		
C3	1641	MN120457	20.4		
C3	1641	MN120477	21.8		
C3	1641	MN120497	20.1		
C3	1640	MN120420	20.0	20.5	0.5
C3	1640	MN120438	20.4		
C3	1640	MN120457	20.4		
C3	1640	MN120477	21.8		
C3	1640	MN120497	20.1		
C3	1639	MN120420	20.0	20.4	0.3
C3	1639	MN120438	20.4		
C3	1639	MN120457	20.4		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C3	1639	MN120478	21.2		
C3	1639	MN120497	20.1		
C3	1638	MN120420	20.0	20.4	0.3
C3	1638	MN120438	20.4		
C3	1638	MN120457	20.4		
C3	1638	MN120478	21.2		
C3	1638	MN120498	20.8		
C3	1637	MN120420	20.0	20.7	0.4
C3	1637	MN120439	21.2		
C3	1637	MN120457	20.4		
C3	1637	MN120478	21.2		
C3	1637	MN120498	20.8		
C3	1636	MN120420	20.0	20.7	0.3
C3	1636	MN120439	21.2		
C3	1636	MN120458	20.6		
C3	1636	MN120478	21.2		
C3	1636	MN120498	20.8		
C3	1635	MN120421	20.5	20.8	0.3
C3	1635	MN120439	21.2		
C3	1635	MN120458	20.6		
C3	1635	MN120478	21.2		
C3	1635	MN120498	20.8		
C3	1634	MN120421	20.5	20.7	0.2
C3	1634	MN120439	21.2		
C3	1634	MN120458	20.6		
C3	1634	MN120479	20.6		
C3	1634	MN120498	20.8		
C3	1633	MN120421	20.5	20.7	0.2
C3	1633	MN120439	21.2		
C3	1633	MN120458	20.6		
C3	1633	MN120479	20.6		
C3	1633	MN120499	20.2		
C3	1632	MN120421	20.5	20.2	0.4
C3	1632	MN120440	19.3		
C3	1632	MN120458	20.6		
C3	1632	MN120479	20.6		
C3	1632	MN120499	20.2		
C3	1631	MN120421	20.5	20.4	0.6
C3	1631	MN120440	19.3		
C3	1631	MN120459	21.5		
C3	1631	MN120479	20.6		
C3	1631	MN120499	20.2		
C3	1630	MN120422	20.1	20.3	0.6
C3	1630	MN120440	19.3		
C3	1630	MN120459	21.5		
C3	1630	MN120479	20.6		
C3	1630	MN120499	20.2		
C3	1629	MN120422	20.1	20.3	0.5
C3	1629	MN120440	19.3		
C3	1629	MN120459	21.5		
C3	1629	MN120480	20.5		
C3	1629	MN120499	20.2		
C3	1628	MN120422	20.1	20.3	0.5
C3	1628	MN120440	19.3		
C3	1628	MN120459	21.5		
C3	1628	MN120480	20.5		
C3	1628	MN120500	20.2		
C3	1627	MN120422	20.1	20.6	0.4
C3	1627	MN120441	20.8		
C3	1627	MN120459	21.5		
C3	1627	MN120480	20.5		
C3	1627	MN120500	20.2		
C3	1626	MN120422	20.1	20.2	0.3
C3	1626	MN120441	20.8		
C3	1626	MN120460	19.5		
C3	1626	MN120480	20.5		
C3	1626	MN120500	20.2		
C3	1625	MN120423	21.3	20.4	0.5
C3	1625	MN120441	20.8		
C3	1625	MN120460	19.5		
C3	1625	MN120480	20.5		
C3	1625	MN120500	20.2		
C3	1624	MN120423	21.3	20.6	0.6
C3	1624	MN120441	20.8		
C3	1624	MN120460	19.5		
C3	1624	MN120481	21.3		
C3	1624	MN120500	20.2		
C3	1623	MN120423	21.3	20.6	0.6
C3	1623	MN120441	20.8		
C3	1623	MN120460	19.5		
C3	1623	MN120481	21.3		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C3	1623	MN120501	20.9		
C3	1622	MN120423	21.3	20.9	0.6
C3	1622	MN120442	21.4		
C3	1622	MN120460	19.5		
C3	1622	MN120481	21.3		
C3	1622	MN120501	20.9		
C3	1621	MN120423	21.3	21.4	0.2
C3	1621	MN120442	21.4		
C3	1621	MN120461	21.9		
C3	1621	MN120481	21.3		
C3	1621	MN120501	20.9		
C3	1620	MN120424	21.3	21.4	0.2
C3	1620	MN120442	21.4		
C3	1620	MN120461	21.9		
C3	1620	MN120481	21.3		
C3	1620	MN120501	20.9		
C3	1619	MN120424	21.3	21.4	0.3
C3	1619	MN120442	21.4		
C3	1619	MN120461	21.9		
C3	1619	MN120482	21.6		
C3	1619	MN120501	20.9		
C3	1618	MN120424	21.3	21.4	0.3
C3	1618	MN120442	21.4		
C3	1618	MN120461	21.9		
C3	1618	MN120482	21.6		
C3	1618	MN120502	21.9		
C3	1617	MN120424	21.3	21.9	0.3
C3	1617	MN120443	22.6		
C3	1617	MN120461	21.9		
C3	1617	MN120482	21.6		
C3	1617	MN120502	21.9		
C3	1616	MN120424	21.3	21.7	0.4
C3	1616	MN120443	22.6		
C3	1616	MN120462	21.1		
C3	1616	MN120482	21.6		
C3	1616	MN120502	21.9		
C3	1615	MN120443	22.6	21.8	0.4
C3	1615	MN120462	21.1		
C3	1615	MN120463	22.0		
C3	1615	MN120482	21.6		
C3	1615	MN120502	21.9		
C3	1614	MN120443	22.6	21.8	0.5
C3	1614	MN120462	21.1		
C3	1614	MN120463	22.0		
C3	1614	MN120483	21.2		
C3	1614	MN120502	21.9		
C3	1613	MN120443	22.6	21.8	0.5
C3	1613	MN120462	21.1		
C3	1613	MN120463	22.0		
C3	1613	MN120483	21.2		
C3	1613	MN120503	20.6		
C4	1617	MN120504	21.4	21.2	0.3
C4	1617	MN120527	20.9		
C4	1617	MN120550	20.8		
C4	1617	MN120573	21.3		
C4	1617	MN120596	21.4		
C4	1616	MN120504	21.4	21.3	0.2
C4	1616	MN120527	20.9		
C4	1616	MN120551	21.6		
C4	1616	MN120573	21.3		
C4	1616	MN120596	21.4		
C4	1615	MN120504	21.4	21.3	0.2
C4	1615	MN120527	20.9		
C4	1615	MN120551	21.6		
C4	1615	MN120574	21.2		
C4	1615	MN120596	21.4		
C4	1614	MN120504	21.4	21.3	0.2
C4	1614	MN120527	20.9		
C4	1614	MN120551	21.6		
C4	1614	MN120574	21.2		
C4	1614	MN120597	21.2		
C4	1613	MN120505	19.7	20.9	0.5
C4	1613	MN120527	20.9		
C4	1613	MN120551	21.6		
C4	1613	MN120574	21.2		
C4	1613	MN120597	21.2		
C4	1612	MN120505	19.7	20.7	0.8
C4	1612	MN120528	19.6		
C4	1612	MN120551	21.6		
C4	1612	MN120574	21.2		
C4	1612	MN120597	21.2		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C4	1611	MN120505	19.7	20.3	0.7
C4	1611	MN120528	19.6		
C4	1611	MN120552	19.8		
C4	1611	MN120574	21.2		
C4	1611	MN120597	21.2		
C4	1610	MN120505	19.7	20.1	0.5
C4	1610	MN120528	19.6		
C4	1610	MN120552	19.8		
C4	1610	MN120575	20.3		
C4	1610	MN120597	21.2		
C4	1609	MN120505	19.7	19.9	0.2
C4	1609	MN120528	19.6		
C4	1609	MN120552	19.8		
C4	1609	MN120575	20.3		
C4	1609	MN120598	20.0		
C4	1608	MN120506	19.5	19.8	0.3
C4	1608	MN120528	19.6		
C4	1608	MN120552	19.8		
C4	1608	MN120575	20.3		
C4	1608	MN120598	20.0		
C4	1607	MN120506	19.5	19.9	0.2
C4	1607	MN120529	19.7		
C4	1607	MN120552	19.8		
C4	1607	MN120575	20.3		
C4	1607	MN120598	20.0		
C4	1606	MN120506	19.5	19.9	0.2
C4	1606	MN120529	19.7		
C4	1606	MN120553	19.8		
C4	1606	MN120575	20.3		
C4	1606	MN120598	20.0		
C4	1605	MN120506	19.5	19.9	0.3
C4	1605	MN120529	19.7		
C4	1605	MN120553	19.8		
C4	1605	MN120576	20.5		
C4	1605	MN120598	20.0		
C4	1604	MN120506	19.5	20.1	0.5
C4	1604	MN120529	19.7		
C4	1604	MN120553	19.8		
C4	1604	MN120576	20.5		
C4	1604	MN120599	20.9		
C4	1603	MN120507	20.1	20.2	0.4
C4	1603	MN120529	19.7		
C4	1603	MN120553	19.8		
C4	1603	MN120576	20.5		
C4	1603	MN120599	20.9		
C4	1602	MN120507	20.1	20.2	0.4
C4	1602	MN120530	19.6		
C4	1602	MN120553	19.8		
C4	1602	MN120576	20.5		
C4	1602	MN120599	20.9		
C4	1601	MN120507	20.1	20.3	0.4
C4	1601	MN120530	19.6		
C4	1601	MN120554	20.1		
C4	1601	MN120576	20.5		
C4	1601	MN120599	20.9		
C4	1600	MN120507	20.1	20.2	0.3
C4	1600	MN120530	19.6		
C4	1600	MN120554	20.1		
C4	1600	MN120577	20.3		
C4	1600	MN120599	20.9		
C4	1599	MN120507	20.1	20.0	0.2
C4	1599	MN120530	19.6		
C4	1599	MN120554	20.1		
C4	1599	MN120577	20.3		
C4	1599	MN120600	19.9		
C4	1598	MN120508	19.8	19.9	0.2
C4	1598	MN120530	19.6		
C4	1598	MN120554	20.1		
C4	1598	MN120577	20.3		
C4	1598	MN120600	19.9		
C4	1597	MN120508	19.8	19.8	0.3
C4	1597	MN120531	19.1		
C4	1597	MN120554	20.1		
C4	1597	MN120577	20.3		
C4	1597	MN120600	19.9		
C4	1596	MN120508	19.8	19.9	0.4
C4	1596	MN120531	19.1		
C4	1596	MN120555	20.5		
C4	1596	MN120577	20.3		
C4	1596	MN120600	19.9		
C4	1595	MN120508	19.8	19.9	0.4

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C4	1595	MN120531	19.1		
C4	1595	MN120555	20.5		
C4	1595	MN120578	20.2		
C4	1595	MN120600	19.9		
C4	1594	MN120508	19.8	20.2	0.6
C4	1594	MN120531	19.1		
C4	1594	MN120555	20.5		
C4	1594	MN120578	20.2		
C4	1594	MN120601	21.4		
C4	1593	MN120509	20.8	20.4	0.6
C4	1593	MN120531	19.1		
C4	1593	MN120555	20.5		
C4	1593	MN120578	20.2		
C4	1593	MN120601	21.4		
C4	1592	MN120509	20.8	20.7	0.3
C4	1592	MN120532	20.8		
C4	1592	MN120555	20.5		
C4	1592	MN120578	20.2		
C4	1592	MN120601	21.4		
C4	1591	MN120509	20.8	20.9	0.3
C4	1591	MN120532	20.8		
C4	1591	MN120556	21.2		
C4	1591	MN120578	20.2		
C4	1591	MN120601	21.4		
C4	1590	MN120509	20.8	21.0	0.2
C4	1590	MN120532	20.8		
C4	1590	MN120556	21.2		
C4	1590	MN120579	20.9		
C4	1590	MN120601	21.4		
C4	1589	MN120509	20.8	21.0	0.2
C4	1589	MN120532	20.8		
C4	1589	MN120556	21.2		
C4	1589	MN120579	20.9		
C4	1589	MN120602	21.3		
C4	1588	MN120510	20.2	20.9	0.3
C4	1588	MN120532	20.8		
C4	1588	MN120556	21.2		
C4	1588	MN120579	20.9		
C4	1588	MN120602	21.3		
C4	1587	MN120510	20.2	20.7	0.5
C4	1587	MN120533	19.9		
C4	1587	MN120556	21.2		
C4	1587	MN120579	20.9		
C4	1587	MN120602	21.3		
C4	1586	MN120510	20.2	20.5	0.5
C4	1586	MN120533	19.9		
C4	1586	MN120557	20.3		
C4	1586	MN120579	20.9		
C4	1586	MN120602	21.3		
C4	1585	MN120510	20.2	20.5	0.4
C4	1585	MN120533	19.9		
C4	1585	MN120557	20.3		
C4	1585	MN120580	20.5		
C4	1585	MN120602	21.3		
C4	1584	MN120510	20.2	20.3	0.2
C4	1584	MN120533	19.9		
C4	1584	MN120557	20.3		
C4	1584	MN120580	20.5		
C4	1584	MN120603	20.6		
C4	1583	MN120511	20.1	20.3	0.2
C4	1583	MN120533	19.9		
C4	1583	MN120557	20.3		
C4	1583	MN120580	20.5		
C4	1583	MN120603	20.6		
C4	1582	MN120511	20.1	20.3	0.3
C4	1582	MN120534	19.8		
C4	1582	MN120557	20.3		
C4	1582	MN120580	20.5		
C4	1582	MN120603	20.6		
C4	1581	MN120511	20.1	20.4	0.4
C4	1581	MN120534	19.8		
C4	1581	MN120558	21.1		
C4	1581	MN120580	20.5		
C4	1581	MN120603	20.6		
C4	1580	MN120511	20.1	20.4	0.4
C4	1580	MN120534	19.8		
C4	1580	MN120558	21.1		
C4	1580	MN120581	20.3		
C4	1580	MN120603	20.6		
C4	1579	MN120511	20.1	20.6	0.6
C4	1579	MN120534	19.8		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C4	1579	MN120558	21.1		
C4	1579	MN120581	20.3		
C4	1579	MN120604	21.5		
C4	1578	MN120512	20.9	20.7	0.5
C4	1578	MN120534	19.8		
C4	1578	MN120558	21.1		
C4	1578	MN120581	20.3		
C4	1578	MN120604	21.5		
C4	1577	MN120512	20.9	21.0	0.3
C4	1577	MN120535	21.1		
C4	1577	MN120558	21.1		
C4	1577	MN120581	20.3		
C4	1577	MN120604	21.5		
C4	1576	MN120512	20.9	21.1	0.4
C4	1576	MN120535	21.1		
C4	1576	MN120559	21.5		
C4	1576	MN120581	20.3		
C4	1576	MN120604	21.5		
C4	1575	MN120512	20.9	21.2	0.2
C4	1575	MN120535	21.1		
C4	1575	MN120559	21.5		
C4	1575	MN120582	20.9		
C4	1575	MN120604	21.5		
C4	1574	MN120512	20.9	21.2	0.2
C4	1574	MN120535	21.1		
C4	1574	MN120559	21.5		
C4	1574	MN120582	20.9		
C4	1574	MN120605	21.4		
C4	1573	MN120513	20.9	21.2	0.2
C4	1573	MN120535	21.1		
C4	1573	MN120559	21.5		
C4	1573	MN120582	20.9		
C4	1573	MN120605	21.4		
C4	1572	MN120513	20.9	21.2	0.2
C4	1572	MN120536	21.2		
C4	1572	MN120559	21.5		
C4	1572	MN120582	20.9		
C4	1572	MN120605	21.4		
C4	1571	MN120513	20.9	21.1	0.2
C4	1571	MN120536	21.2		
C4	1571	MN120560	21.3		
C4	1571	MN120582	20.9		
C4	1571	MN120605	21.4		
C4	1570	MN120513	20.9	21.2	0.1
C4	1570	MN120536	21.2		
C4	1570	MN120560	21.3		
C4	1570	MN120583	21.3		
C4	1570	MN120605	21.4		
C4	1569	MN120513	20.9	21.2	0.2
C4	1569	MN120536	21.2		
C4	1569	MN120560	21.3		
C4	1569	MN120583	21.3		
C4	1569	MN120606	21.5		
C4	1568	MN120514	20.8	21.2	0.2
C4	1568	MN120536	21.2		
C4	1568	MN120560	21.3		
C4	1568	MN120583	21.3		
C4	1568	MN120606	21.5		
C4	1567	MN120514	20.8	21.2	0.3
C4	1567	MN120537	20.9		
C4	1567	MN120560	21.3		
C4	1567	MN120583	21.3		
C4	1567	MN120606	21.5		
C4	1566	MN120514	20.8	21.2	0.3
C4	1566	MN120537	20.9		
C4	1566	MN120561	21.7		
C4	1566	MN120583	21.3		
C4	1566	MN120606	21.5		
C4	1565	MN120514	20.8	20.9	0.6
C4	1565	MN120537	20.9		
C4	1565	MN120561	21.7		
C4	1565	MN120584	19.6		
C4	1565	MN120606	21.5		
C4	1564	MN120514	20.8	20.9	0.5
C4	1564	MN120537	20.9		
C4	1564	MN120561	21.7		
C4	1564	MN120584	19.6		
C4	1564	MN120607	21.4		
C4	1563	MN120515	20.1	20.7	0.7
C4	1563	MN120537	20.9		
C4	1563	MN120561	21.7		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C4	1563	MN120584	19.6		
C4	1563	MN120607	21.4		
C4	1562	MN120515	20.1	20.7	0.7
C4	1562	MN120538	20.8		
C4	1562	MN120561	21.7		
C4	1562	MN120584	19.6		
C4	1562	MN120607	21.4		
C4	1561	MN120515	20.1	20.8	0.7
C4	1561	MN120538	20.8		
C4	1561	MN120562	22.0		
C4	1561	MN120584	19.6		
C4	1561	MN120607	21.4		
C4	1560	MN120515	20.1	20.9	0.7
C4	1560	MN120538	20.8		
C4	1560	MN120562	22.0		
C4	1560	MN120585	20.1		
C4	1560	MN120607	21.4		
C4	1559	MN120515	20.1	21.0	0.7
C4	1559	MN120538	20.8		
C4	1559	MN120562	22.0		
C4	1559	MN120585	20.1		
C4	1559	MN120608	21.8		
C4	1558	MN120516	20.9	21.1	0.6
C4	1558	MN120538	20.8		
C4	1558	MN120562	22.0		
C4	1558	MN120585	20.1		
C4	1558	MN120608	21.8		
C4	1557	MN120516	20.9	21.2	0.6
C4	1557	MN120539	21.1		
C4	1557	MN120562	22.0		
C4	1557	MN120585	20.1		
C4	1557	MN120608	21.8		
C4	1556	MN120516	20.9	21.1	0.5
C4	1556	MN120539	21.1		
C4	1556	MN120563	21.5		
C4	1556	MN120585	20.1		
C4	1556	MN120608	21.8		
C4	1555	MN120516	20.9	21.2	0.3
C4	1555	MN120539	21.1		
C4	1555	MN120563	21.5		
C4	1555	MN120586	20.9		
C4	1555	MN120608	21.8		
C4	1554	MN120516	20.9	21.1	0.2
C4	1554	MN120539	21.1		
C4	1554	MN120563	21.5		
C4	1554	MN120586	20.9		
C4	1554	MN120609	21.1		
C4	1553	MN120517	20.1	20.9	0.4
C4	1553	MN120539	21.1		
C4	1553	MN120563	21.5		
C4	1553	MN120586	20.9		
C4	1553	MN120609	21.1		
C4	1552	MN120517	20.1	20.9	0.3
C4	1552	MN120540	20.9		
C4	1552	MN120563	21.5		
C4	1552	MN120586	20.9		
C4	1552	MN120609	21.1		
C4	1551	MN120517	20.1	20.9	0.3
C4	1551	MN120540	20.9		
C4	1551	MN120564	21.3		
C4	1551	MN120586	20.9		
C4	1551	MN120609	21.1		
C4	1550	MN120517	20.1	20.9	0.3
C4	1550	MN120540	20.9		
C4	1550	MN120564	21.3		
C4	1550	MN120587	20.9		
C4	1550	MN120609	21.1		
C4	1549	MN120517	20.1	20.9	0.3
C4	1549	MN120540	20.9		
C4	1549	MN120564	21.3		
C4	1549	MN120587	20.9		
C4	1549	MN120610	21.4		
C4	1548	MN120518	20.0	20.9	0.4
C4	1548	MN120540	20.9		
C4	1548	MN120564	21.3		
C4	1548	MN120587	20.9		
C4	1548	MN120610	21.4		
C4	1547	MN120518	20.0	20.7	0.5
C4	1547	MN120541	20.2		
C4	1547	MN120564	21.3		
C4	1547	MN120587	20.9		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C4	1547	MN120610	21.4		
C4	1546	MN120518	20.0	20.6	0.5
C4	1546	MN120541	20.2		
C4	1546	MN120565	20.9		
C4	1546	MN120587	20.9		
C4	1546	MN120610	21.4		
C4	1545	MN120518	20.0	20.6	0.4
C4	1545	MN120541	20.2		
C4	1545	MN120565	20.9		
C4	1545	MN120588	20.6		
C4	1545	MN120610	21.4		
C4	1544	MN120518	20.0	20.6	0.4
C4	1544	MN120541	20.2		
C4	1544	MN120565	20.9		
C4	1544	MN120588	20.6		
C4	1544	MN120611	21.2		
C4	1543	MN120519	20.0	20.6	0.4
C4	1543	MN120541	20.2		
C4	1543	MN120565	20.9		
C4	1543	MN120588	20.6		
C4	1543	MN120611	21.2		
C4	1542	MN120519	20.0	20.6	0.4
C4	1542	MN120542	20.3		
C4	1542	MN120565	20.9		
C4	1542	MN120588	20.6		
C4	1542	MN120611	21.2		
C4	1541	MN120519	20.0	20.7	0.5
C4	1541	MN120542	20.3		
C4	1541	MN120566	21.3		
C4	1541	MN120588	20.6		
C4	1541	MN120611	21.2		
C4	1540	MN120519	20.0	20.6	0.5
C4	1540	MN120542	20.3		
C4	1540	MN120566	21.3		
C4	1540	MN120589	20.4		
C4	1540	MN120611	21.2		
C4	1539	MN120519	20.0	20.6	0.5
C4	1539	MN120542	20.3		
C4	1539	MN120566	21.3		
C4	1539	MN120589	20.4		
C4	1539	MN120612	21.1		
C4	1538	MN120520	19.7	20.5	0.5
C4	1538	MN120542	20.3		
C4	1538	MN120566	21.3		
C4	1538	MN120589	20.4		
C4	1538	MN120612	21.1		
C4	1537	MN120520	19.7	20.6	0.5
C4	1537	MN120543	20.7		
C4	1537	MN120566	21.3		
C4	1537	MN120589	20.4		
C4	1537	MN120612	21.1		
C4	1536	MN120520	19.7	20.6	0.5
C4	1536	MN120543	20.7		
C4	1536	MN120567	21.1		
C4	1536	MN120589	20.4		
C4	1536	MN120612	21.1		
C4	1535	MN120520	19.7	20.7	0.4
C4	1535	MN120543	20.7		
C4	1535	MN120567	21.1		
C4	1535	MN120590	21.1		
C4	1535	MN120612	21.1		
C4	1534	MN120520	19.7	20.7	0.4
C4	1534	MN120543	20.7		
C4	1534	MN120567	21.1		
C4	1534	MN120590	21.1		
C4	1534	MN120613	20.7		
C4	1533	MN120521	20.6	20.8	0.2
C4	1533	MN120543	20.7		
C4	1533	MN120567	21.1		
C4	1533	MN120590	21.1		
C4	1533	MN120613	20.7		
C4	1532	MN120521	20.6	20.9	0.2
C4	1532	MN120544	21.0		
C4	1532	MN120567	21.1		
C4	1532	MN120590	21.1		
C4	1532	MN120613	20.7		
C4	1531	MN120521	20.6	20.9	0.2
C4	1531	MN120544	21.0		
C4	1531	MN120568	21.1		
C4	1531	MN120590	21.1		
C4	1531	MN120613	20.7		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C4	1530	MN120521	20.6	20.9	0.2
C4	1530	MN120544	21.0		
C4	1530	MN120568	21.1		
C4	1530	MN120591	21.0		
C4	1530	MN120613	20.7		
C4	1529	MN120521	20.6	20.8	0.3
C4	1529	MN120544	21.0		
C4	1529	MN120568	21.1		
C4	1529	MN120591	21.0		
C4	1529	MN120614	20.5		
C4	1528	MN120522	19.5	20.6	0.5
C4	1528	MN120544	21.0		
C4	1528	MN120568	21.1		
C4	1528	MN120591	21.0		
C4	1528	MN120614	20.5		
C4	1527	MN120522	19.5	20.4	0.6
C4	1527	MN120545	19.9		
C4	1527	MN120568	21.1		
C4	1527	MN120591	21.0		
C4	1527	MN120614	20.5		
C4	1526	MN120522	19.5	20.5	0.6
C4	1526	MN120545	19.9		
C4	1526	MN120569	21.3		
C4	1526	MN120591	21.0		
C4	1526	MN120614	20.5		
C4	1525	MN120522	19.5	20.5	0.7
C4	1525	MN120545	19.9		
C4	1525	MN120569	21.3		
C4	1525	MN120592	21.5		
C4	1525	MN120614	20.5		
C4	1524	MN120522	19.5	20.7	0.8
C4	1524	MN120545	19.9		
C4	1524	MN120569	21.3		
C4	1524	MN120592	21.5		
C4	1524	MN120615	21.1		
C4	1523	MN120523	20.3	20.8	0.6
C4	1523	MN120545	19.9		
C4	1523	MN120569	21.3		
C4	1523	MN120592	21.5		
C4	1523	MN120615	21.1		
C4	1522	MN120523	20.3	21.0	0.4
C4	1522	MN120546	20.5		
C4	1522	MN120569	21.3		
C4	1522	MN120592	21.5		
C4	1522	MN120615	21.1		
C4	1521	MN120523	20.3	21.0	0.5
C4	1521	MN120546	20.5		
C4	1521	MN120570	21.6		
C4	1521	MN120592	21.5		
C4	1521	MN120615	21.1		
C4	1520	MN120523	20.3	20.7	0.5
C4	1520	MN120546	20.5		
C4	1520	MN120570	21.6		
C4	1520	MN120593	20.1		
C4	1520	MN120615	21.1		
C4	1519	MN120523	20.3	20.5	0.5
C4	1519	MN120546	20.5		
C4	1519	MN120570	21.6		
C4	1519	MN120593	20.1		
C4	1519	MN120616	20.0		
C4	1518	MN120524	19.3	20.3	0.6
C4	1518	MN120546	20.5		
C4	1518	MN120570	21.6		
C4	1518	MN120593	20.1		
C4	1518	MN120616	20.0		
C4	1517	MN120524	19.3	20.2	0.6
C4	1517	MN120547	19.8		
C4	1517	MN120570	21.6		
C4	1517	MN120593	20.1		
C4	1517	MN120616	20.0		
C4	1516	MN120524	19.3	20.0	0.3
C4	1516	MN120547	19.8		
C4	1516	MN120571	20.6		
C4	1516	MN120593	20.1		
C4	1516	MN120616	20.0		
C4	1515	MN120524	19.3	20.1	0.4
C4	1515	MN120547	19.8		
C4	1515	MN120571	20.6		
C4	1515	MN120594	20.7		
C4	1515	MN120616	20.0		
C4	1514	MN120524	19.3	20.2	0.6

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C4	1514	MN120547	19.8		
C4	1514	MN120571	20.6		
C4	1514	MN120594	20.7		
C4	1514	MN120617	20.8		
C4	1513	MN120525	19.9	20.4	0.4
C4	1513	MN120547	19.8		
C4	1513	MN120571	20.6		
C4	1513	MN120594	20.7		
C4	1513	MN120617	20.8		
C4	1512	MN120525	19.9	20.6	0.3
C4	1512	MN120548	21.0		
C4	1512	MN120571	20.6		
C4	1512	MN120594	20.7		
C4	1512	MN120617	20.8		
C4	1511	MN120525	19.9	20.7	0.3
C4	1511	MN120548	21.0		
C4	1511	MN120572	21.0		
C4	1511	MN120594	20.7		
C4	1511	MN120617	20.8		
C4	1510	MN120525	19.9	20.8	0.4
C4	1510	MN120548	21.0		
C4	1510	MN120572	21.0		
C4	1510	MN120595	21.3		
C4	1510	MN120617	20.8		
C4	1509	MN120525	19.9	20.7	0.5
C4	1509	MN120548	21.0		
C4	1509	MN120572	21.0		
C4	1509	MN120595	21.3		
C4	1509	MN120618	20.3		
C4	1508	MN120526	20.7	20.8	0.3
C4	1508	MN120548	21.0		
C4	1508	MN120572	21.0		
C4	1508	MN120595	21.3		
C4	1508	MN120618	20.3		
C4	1507	MN120526	20.7	21.0	0.4
C4	1507	MN120549	21.8		
C4	1507	MN120572	21.0		
C4	1507	MN120595	21.3		
C4	1507	MN120618	20.3		
C5	1511	MN120619	19.5	20.6	0.5
C5	1511	MN120640	21.5		
C5	1511	MN120661	20.4		
C5	1511	MN120682	20.7		
C5	1511	MN120702	20.9		
C5	1510	MN120619	19.5	20.5	0.5
C5	1510	MN120641	21.1		
C5	1510	MN120661	20.4		
C5	1510	MN120682	20.7		
C5	1510	MN120702	20.9		
C5	1509	MN120619	19.5	20.4	0.5
C5	1509	MN120641	21.1		
C5	1509	MN120661	20.4		
C5	1509	MN120683	20.3		
C5	1509	MN120702	20.9		
C5	1508	MN120619	19.5	20.6	0.6
C5	1508	MN120641	21.1		
C5	1508	MN120662	21.1		
C5	1508	MN120683	20.3		
C5	1508	MN120702	20.9		
C5	1507	MN120619	19.5	20.6	0.5
C5	1507	MN120641	21.1		
C5	1507	MN120662	21.1		
C5	1507	MN120683	20.3		
C5	1507	MN120703	20.9		
C5	1506	MN120620	20.0	20.7	0.4
C5	1506	MN120641	21.1		
C5	1506	MN120662	21.1		
C5	1506	MN120683	20.3		
C5	1506	MN120703	20.9		
C5	1505	MN120620	20.0	20.9	0.6
C5	1505	MN120642	22.3		
C5	1505	MN120662	21.1		
C5	1505	MN120683	20.3		
C5	1505	MN120703	20.9		
C5	1504	MN120620	20.0	21.0	0.6
C5	1504	MN120642	22.3		
C5	1504	MN120662	21.1		
C5	1504	MN120684	20.5		
C5	1504	MN120703	20.9		
C5	1503	MN120620	20.0	20.9	0.6
C5	1503	MN120642	22.3		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C5	1503	MN120663	21.0		
C5	1503	MN120684	20.5		
C5	1503	MN120703	20.9		
C5	1502	MN120620	20.0	21.0	0.6
C5	1502	MN120642	22.3		
C5	1502	MN120663	21.0		
C5	1502	MN120684	20.5		
C5	1502	MN120704	21.3		
C5	1501	MN120621	20.5	21.1	0.5
C5	1501	MN120642	22.3		
C5	1501	MN120663	21.0		
C5	1501	MN120684	20.5		
C5	1501	MN120704	21.3		
C5	1500	MN120621	20.5	20.7	0.3
C5	1500	MN120643	20.4		
C5	1500	MN120663	21.0		
C5	1500	MN120684	20.5		
C5	1500	MN120704	21.3		
C5	1499	MN120621	20.5	20.3	0.9
C5	1499	MN120643	20.4		
C5	1499	MN120663	21.0		
C5	1499	MN120685	18.1		
C5	1499	MN120704	21.3		
C5	1498	MN120621	20.5	20.0	0.9
C5	1498	MN120643	20.4		
C5	1498	MN120664	19.8		
C5	1498	MN120685	18.1		
C5	1498	MN120704	21.3		
C5	1497	MN120621	20.5	19.9	0.8
C5	1497	MN120643	20.4		
C5	1497	MN120664	19.8		
C5	1497	MN120685	18.1		
C5	1497	MN120705	20.9		
C5	1496	MN120622	19.9	19.8	0.7
C5	1496	MN120643	20.4		
C5	1496	MN120664	19.8		
C5	1496	MN120685	18.1		
C5	1496	MN120705	20.9		
C5	1495	MN120622	19.9	19.8	0.6
C5	1495	MN120644	20.1		
C5	1495	MN120664	19.8		
C5	1495	MN120685	18.1		
C5	1495	MN120705	20.9		
C5	1494	MN120622	19.9	20.0	0.4
C5	1494	MN120644	20.1		
C5	1494	MN120664	19.8		
C5	1494	MN120686	19.5		
C5	1494	MN120705	20.9		
C5	1493	MN120622	19.9	19.9	0.5
C5	1493	MN120644	20.1		
C5	1493	MN120665	19.2		
C5	1493	MN120686	19.5		
C5	1493	MN120705	20.9		
C5	1492	MN120622	19.9	19.9	0.4
C5	1492	MN120644	20.1		
C5	1492	MN120665	19.2		
C5	1492	MN120686	19.5		
C5	1492	MN120706	20.8		
C5	1491	MN120623	20.2	19.9	0.5
C5	1491	MN120644	20.1		
C5	1491	MN120665	19.2		
C5	1491	MN120686	19.5		
C5	1491	MN120706	20.8		
C5	1490	MN120623	20.2	20.1	0.6
C5	1490	MN120645	21.0		
C5	1490	MN120665	19.2		
C5	1490	MN120686	19.5		
C5	1490	MN120706	20.8		
C5	1489	MN120623	20.2	20.2	0.5
C5	1489	MN120645	21.0		
C5	1489	MN120665	19.2		
C5	1489	MN120687	20.0		
C5	1489	MN120706	20.8		
C5	1488	MN120623	20.2	20.4	0.4
C5	1488	MN120645	21.0		
C5	1488	MN120666	20.1		
C5	1488	MN120687	20.0		
C5	1488	MN120706	20.8		
C5	1487	MN120623	20.2	20.3	0.3
C5	1487	MN120645	21.0		
C5	1487	MN120666	20.1		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C5	1487	MN120687	20.0		
C5	1487	MN120707	20.5		
C5	1486	MN120624	19.9	20.3	0.4
C5	1486	MN120645	21.0		
C5	1486	MN120666	20.1		
C5	1486	MN120687	20.0		
C5	1486	MN120707	20.5		
C5	1485	MN120624	19.9	20.2	0.2
C5	1485	MN120646	20.3		
C5	1485	MN120666	20.1		
C5	1485	MN120687	20.0		
C5	1485	MN120707	20.5		
C5	1484	MN120624	19.9	19.8	0.7
C5	1484	MN120646	20.3		
C5	1484	MN120666	20.1		
C5	1484	MN120688	18.1		
C5	1484	MN120707	20.5		
C5	1483	MN120624	19.9	19.8	0.7
C5	1483	MN120646	20.3		
C5	1483	MN120667	20.2		
C5	1483	MN120688	18.1		
C5	1483	MN120707	20.5		
C5	1482	MN120624	19.9	19.9	0.8
C5	1482	MN120646	20.3		
C5	1482	MN120667	20.2		
C5	1482	MN120688	18.1		
C5	1482	MN120708	21.2		
C5	1481	MN120625	19.0	19.8	1.0
C5	1481	MN120646	20.3		
C5	1481	MN120667	20.2		
C5	1481	MN120688	18.1		
C5	1481	MN120708	21.2		
C5	1480	MN120625	19.0	20.0	1.1
C5	1480	MN120647	21.3		
C5	1480	MN120667	20.2		
C5	1480	MN120688	18.1		
C5	1480	MN120708	21.2		
C5	1479	MN120625	19.0	20.4	0.7
C5	1479	MN120647	21.3		
C5	1479	MN120667	20.2		
C5	1479	MN120689	20.3		
C5	1479	MN120708	21.2		
C5	1478	MN120625	19.0	20.6	0.7
C5	1478	MN120647	21.3		
C5	1478	MN120668	21.0		
C5	1478	MN120689	20.3		
C5	1478	MN120708	21.2		
C5	1477	MN120625	19.0	20.4	0.6
C5	1477	MN120647	21.3		
C5	1477	MN120668	21.0		
C5	1477	MN120689	20.3		
C5	1477	MN120709	20.6		
C5	1476	MN120626	20.6	20.7	0.3
C5	1476	MN120647	21.3		
C5	1476	MN120668	21.0		
C5	1476	MN120689	20.3		
C5	1476	MN120709	20.6		
C5	1475	MN120626	20.6	20.6	0.2
C5	1475	MN120648	20.5		
C5	1475	MN120668	21.0		
C5	1475	MN120689	20.3		
C5	1475	MN120709	20.6		
C5	1474	MN120626	20.6	20.0	1.0
C5	1474	MN120648	20.5		
C5	1474	MN120668	21.0		
C5	1474	MN120690	17.5		
C5	1474	MN120709	20.6		
C5	1473	MN120626	20.6	19.9	1.0
C5	1473	MN120648	20.5		
C5	1473	MN120669	20.6		
C5	1473	MN120690	17.5		
C5	1473	MN120709	20.6		
C5	1472	MN120626	20.6	20.1	1.0
C5	1472	MN120648	20.5		
C5	1472	MN120669	20.6		
C5	1472	MN120690	17.5		
C5	1472	MN120710	21.2		
C5	1471	MN120627	20.1	20.0	1.0
C5	1471	MN120648	20.5		
C5	1471	MN120669	20.6		
C5	1471	MN120690	17.5		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C5	1471	MN120710	21.2		
C5	1470	MN120627	20.1	20.2	1.1
C5	1470	MN120649	21.7		
C5	1470	MN120669	20.6		
C5	1470	MN120690	17.5		
C5	1470	MN120710	21.2		
C5	1469	MN120627	20.1	20.2	1.1
C5	1469	MN120649	21.7		
C5	1469	MN120669	20.6		
C5	1469	MN120691	17.4		
C5	1469	MN120710	21.2		
C5	1468	MN120627	20.1	20.2	1.1
C5	1468	MN120649	21.7		
C5	1468	MN120670	20.5		
C5	1468	MN120691	17.4		
C5	1468	MN120710	21.2		
C5	1467	MN120627	20.1	20.2	1.2
C5	1467	MN120649	21.7		
C5	1467	MN120670	20.5		
C5	1467	MN120691	17.4		
C5	1467	MN120711	21.4		
C5	1466	MN120628	20.7	20.4	1.2
C5	1466	MN120649	21.7		
C5	1466	MN120670	20.5		
C5	1466	MN120691	17.4		
C5	1466	MN120711	21.4		
C5	1465	MN120628	20.7	20.2	1.1
C5	1465	MN120650	21.1		
C5	1465	MN120670	20.5		
C5	1465	MN120691	17.4		
C5	1465	MN120711	21.4		
C5	1464	MN120628	20.7	20.5	0.8
C5	1464	MN120650	21.1		
C5	1464	MN120670	20.5		
C5	1464	MN120692	18.5		
C5	1464	MN120711	21.4		
C5	1463	MN120628	20.7	20.6	0.8
C5	1463	MN120650	21.1		
C5	1463	MN120671	21.1		
C5	1463	MN120692	18.5		
C5	1463	MN120711	21.4		
C5	1462	MN120628	20.7	20.5	0.8
C5	1462	MN120650	21.1		
C5	1462	MN120671	21.1		
C5	1462	MN120692	18.5		
C5	1462	MN120712	20.9		
C5	1461	MN120629	19.3	20.2	1.0
C5	1461	MN120650	21.1		
C5	1461	MN120671	21.1		
C5	1461	MN120692	18.5		
C5	1461	MN120712	20.9		
C5	1460	MN120629	19.3	20.3	1.1
C5	1460	MN120651	21.7		
C5	1460	MN120671	21.1		
C5	1460	MN120692	18.5		
C5	1460	MN120712	20.9		
C5	1459	MN120629	19.3	20.5	0.8
C5	1459	MN120651	21.7		
C5	1459	MN120671	21.1		
C5	1459	MN120693	19.7		
C5	1459	MN120712	20.9		
C5	1458	MN120629	19.3	20.5	0.8
C5	1458	MN120651	21.7		
C5	1458	MN120672	21.2		
C5	1458	MN120693	19.7		
C5	1458	MN120712	20.9		
C5	1457	MN120629	19.3	20.4	0.8
C5	1457	MN120651	21.7		
C5	1457	MN120672	21.2		
C5	1457	MN120693	19.7		
C5	1457	MN120713	20.4		
C5	1456	MN120630	20.2	20.6	0.7
C5	1456	MN120651	21.7		
C5	1456	MN120672	21.2		
C5	1456	MN120693	19.7		
C5	1456	MN120713	20.4		
C5	1455	MN120630	20.2	20.3	0.3
C5	1455	MN120652	20.3		
C5	1455	MN120672	21.2		
C5	1455	MN120693	19.7		
C5	1455	MN120713	20.4		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C5	1454	MN120630	20.2	20.2	0.5
C5	1454	MN120652	20.3		
C5	1454	MN120672	21.2		
C5	1454	MN120694	18.9		
C5	1454	MN120713	20.4		
C5	1453	MN120630	20.2	20.1	0.5
C5	1453	MN120652	20.3		
C5	1453	MN120673	20.8		
C5	1453	MN120694	18.9		
C5	1453	MN120713	20.4		
C5	1452	MN120630	20.2	20.4	0.7
C5	1452	MN120652	20.3		
C5	1452	MN120673	20.8		
C5	1452	MN120694	18.9		
C5	1452	MN120714	21.6		
C5	1451	MN120631	20.5	20.4	0.7
C5	1451	MN120652	20.3		
C5	1451	MN120673	20.8		
C5	1451	MN120694	18.9		
C5	1451	MN120714	21.6		
C5	1450	MN120631	20.5	20.7	0.8
C5	1450	MN120653	21.8		
C5	1450	MN120673	20.8		
C5	1450	MN120694	18.9		
C5	1450	MN120714	21.6		
C5	1449	MN120631	20.5	21.2	0.4
C5	1449	MN120653	21.8		
C5	1449	MN120673	20.8		
C5	1449	MN120695	21.2		
C5	1449	MN120714	21.6		
C5	1448	MN120631	20.5	21.3	0.3
C5	1448	MN120653	21.8		
C5	1448	MN120674	21.4		
C5	1448	MN120695	21.2		
C5	1448	MN120714	21.6		
C5	1447	MN120631	20.5	21.4	0.4
C5	1447	MN120653	21.8		
C5	1447	MN120674	21.4		
C5	1447	MN120695	21.2		
C5	1447	MN120715	22.0		
C5	1446	MN120632	20.0	21.3	0.5
C5	1446	MN120653	21.8		
C5	1446	MN120674	21.4		
C5	1446	MN120695	21.2		
C5	1446	MN120715	22.0		
C5	1445	MN120632	20.0	21.3	0.6
C5	1445	MN120654	22.0		
C5	1445	MN120674	21.4		
C5	1445	MN120695	21.2		
C5	1445	MN120715	22.0		
C5	1444	MN120632	20.0	21.3	0.6
C5	1444	MN120654	22.0		
C5	1444	MN120674	21.4		
C5	1444	MN120696	21.0		
C5	1444	MN120715	22.0		
C5	1443	MN120632	20.0	21.4	0.7
C5	1443	MN120654	22.0		
C5	1443	MN120675	21.9		
C5	1443	MN120696	21.0		
C5	1443	MN120715	22.0		
C5	1442	MN120632	20.0	21.4	0.7
C5	1442	MN120654	22.0		
C5	1442	MN120675	21.9		
C5	1442	MN120696	21.0		
C5	1442	MN120716	22.1		
C5	1441	MN120633	20.4	21.5	0.6
C5	1441	MN120654	22.0		
C5	1441	MN120675	21.9		
C5	1441	MN120696	21.0		
C5	1441	MN120716	22.1		
C5	1440	MN120633	20.4	21.1	0.7
C5	1440	MN120655	20.2		
C5	1440	MN120675	21.9		
C5	1440	MN120696	21.0		
C5	1440	MN120716	22.1		
C5	1439	MN120633	20.4	21.0	0.8
C5	1439	MN120655	20.2		
C5	1439	MN120675	21.9		
C5	1439	MN120697	20.2		
C5	1439	MN120716	22.1		
C5	1438	MN120633	20.4	20.7	0.6

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C5	1438	MN120655	20.2		
C5	1438	MN120676	20.8		
C5	1438	MN120697	20.2		
C5	1438	MN120716	22.1		
C5	1437	MN120633	20.4	20.5	0.2
C5	1437	MN120655	20.2		
C5	1437	MN120676	20.8		
C5	1437	MN120697	20.2		
C5	1437	MN120717	20.7		
C5	1436	MN120634	20.5	20.5	0.2
C5	1436	MN120655	20.2		
C5	1436	MN120676	20.8		
C5	1436	MN120697	20.2		
C5	1436	MN120717	20.7		
C5	1435	MN120634	20.5	20.8	0.5
C5	1435	MN120656	22.0		
C5	1435	MN120676	20.8		
C5	1435	MN120697	20.2		
C5	1435	MN120717	20.7		
C5	1434	MN120634	20.5	20.9	0.5
C5	1434	MN120656	22.0		
C5	1434	MN120676	20.8		
C5	1434	MN120698	20.5		
C5	1434	MN120717	20.7		
C5	1433	MN120634	20.5	20.9	0.5
C5	1433	MN120656	22.0		
C5	1433	MN120677	21.0		
C5	1433	MN120698	20.5		
C5	1433	MN120717	20.7		
C5	1432	MN120634	20.5	21.1	0.5
C5	1432	MN120656	22.0		
C5	1432	MN120677	21.0		
C5	1432	MN120698	20.5		
C5	1432	MN120718	21.5		
C5	1431	MN120635	20.7	21.1	0.5
C5	1431	MN120656	22.0		
C5	1431	MN120677	21.0		
C5	1431	MN120698	20.5		
C5	1431	MN120718	21.5		
C5	1430	MN120635	20.7	20.8	0.4
C5	1430	MN120657	20.1		
C5	1430	MN120677	21.0		
C5	1430	MN120698	20.5		
C5	1430	MN120718	21.5		
C5	1429	MN120635	20.7	20.4	0.8
C5	1429	MN120657	20.1		
C5	1429	MN120677	21.0		
C5	1429	MN120699	18.7		
C5	1429	MN120718	21.5		
C5	1428	MN120635	20.7	20.1	0.8
C5	1428	MN120657	20.1		
C5	1428	MN120678	19.6		
C5	1428	MN120699	18.7		
C5	1428	MN120718	21.5		
C5	1427	MN120635	20.7	19.8	0.5
C5	1427	MN120657	20.1		
C5	1427	MN120678	19.6		
C5	1427	MN120699	18.7		
C5	1427	MN120719	20.0		
C5	1426	MN120636	20.2	19.7	0.5
C5	1426	MN120657	20.1		
C5	1426	MN120678	19.6		
C5	1426	MN120699	18.7		
C5	1426	MN120719	20.0		
C5	1425	MN120636	20.2	19.7	0.4
C5	1425	MN120658	19.8		
C5	1425	MN120678	19.6		
C5	1425	MN120699	18.7		
C5	1425	MN120719	20.0		
C5	1424	MN120636	20.2	19.7	0.4
C5	1424	MN120658	19.8		
C5	1424	MN120678	19.6		
C5	1424	MN120700	18.6		
C5	1424	MN120719	20.0		
C5	1423	MN120636	20.2	19.9	0.5
C5	1423	MN120658	19.8		
C5	1423	MN120679	20.6		
C5	1423	MN120700	18.6		
C5	1423	MN120719	20.0		
C5	1422	MN120636	20.2	20.0	0.6
C5	1422	MN120658	19.8		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C5	1422	MN120679	20.6		
C5	1422	MN120700	18.6		
C5	1422	MN120720	20.8		
C5	1421	MN120637	19.2	19.8	0.7
C5	1421	MN120658	19.8		
C5	1421	MN120679	20.6		
C5	1421	MN120700	18.6		
C5	1421	MN120720	20.8		
C5	1420	MN120637	19.2	20.1	0.9
C5	1420	MN120659	21.1		
C5	1420	MN120679	20.6		
C5	1420	MN120700	18.6		
C5	1420	MN120720	20.8		
C5	1419	MN120637	19.2	20.5	0.5
C5	1419	MN120659	21.1		
C5	1419	MN120679	20.6		
C5	1419	MN120701	21.0		
C5	1419	MN120720	20.8		
C5	1418	MN120637	19.2	20.6	0.6
C5	1418	MN120659	21.1		
C5	1418	MN120680	21.1		
C5	1418	MN120701	21.0		
C5	1418	MN120720	20.8		
C5	1417	MN120637	19.2	20.7	0.6
C5	1417	MN120659	21.1		
C5	1417	MN120680	21.1		
C5	1417	MN120701	21.0		
C5	1417	MN120721	21.2		
C5	1416	MN120638	19.4	20.7	0.5
C5	1416	MN120659	21.1		
C5	1416	MN120680	21.1		
C5	1416	MN120701	21.0		
C5	1416	MN120721	21.2		
C5	1415	MN120638	19.4	20.9	0.6
C5	1415	MN120660	21.7		
C5	1415	MN120680	21.1		
C5	1415	MN120701	21.0		
C5	1415	MN120721	21.2		
C5	1414	MN120638	19.4	20.8	0.6
C5	1414	MN120639	20.7		
C5	1414	MN120660	21.7		
C5	1414	MN120680	21.1		
C5	1414	MN120721	21.2		
C5	1413	MN120638	19.4	20.8	0.5
C5	1413	MN120639	20.7		
C5	1413	MN120660	21.7		
C5	1413	MN120681	20.9		
C5	1413	MN120721	21.2		
C6	1417	MN120722	20.1	20.3	0.3
C6	1417	MN120735	20.2		
C6	1417	MN120748	19.8		
C6	1417	MN120761	20.3		
C6	1417	MN120773	20.9		
C6	1416	MN120722	20.1	20.4	0.5
C6	1416	MN120736	21.1		
C6	1416	MN120748	19.8		
C6	1416	MN120761	20.3		
C6	1416	MN120773	20.9		
C6	1415	MN120723	21.2	20.7	0.5
C6	1415	MN120736	21.1		
C6	1415	MN120748	19.8		
C6	1415	MN120761	20.3		
C6	1415	MN120773	20.9		
C6	1414	MN120723	21.2	20.7	0.4
C6	1414	MN120736	21.1		
C6	1414	MN120749	20.0		
C6	1414	MN120761	20.3		
C6	1414	MN120773	20.9		
C6	1413	MN120723	21.2	20.7	0.4
C6	1413	MN120736	21.1		
C6	1413	MN120749	20.0		
C6	1413	MN120762	20.5		
C6	1413	MN120773	20.9		
C6	1412	MN120723	21.2	20.8	0.4
C6	1412	MN120736	21.1		
C6	1412	MN120749	20.0		
C6	1412	MN120762	20.5		
C6	1412	MN120774	21.1		
C6	1411	MN120723	21.2	20.9	0.5
C6	1411	MN120737	21.9		
C6	1411	MN120749	20.0		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C6	1411	MN120762	20.5		
C6	1411	MN120774	21.1		
C6	1410	MN120724	21.0	20.9	0.5
C6	1410	MN120737	21.9		
C6	1410	MN120749	20.0		
C6	1410	MN120762	20.5		
C6	1410	MN120774	21.1		
C6	1409	MN120724	21.0	21.1	0.3
C6	1409	MN120737	21.9		
C6	1409	MN120750	20.9		
C6	1409	MN120762	20.5		
C6	1409	MN120774	21.1		
C6	1408	MN120724	21.0	21.3	0.4
C6	1408	MN120737	21.9		
C6	1408	MN120750	20.9		
C6	1408	MN120763	21.7		
C6	1408	MN120774	21.1		
C6	1407	MN120724	21.0	21.5	0.4
C6	1407	MN120737	21.9		
C6	1407	MN120750	20.9		
C6	1407	MN120763	21.7		
C6	1407	MN120775	21.9		
C6	1406	MN120724	21.0	21.5	0.5
C6	1406	MN120738	22.2		
C6	1406	MN120750	20.9		
C6	1406	MN120763	21.7		
C6	1406	MN120775	21.9		
C6	1405	MN120725	20.5	21.4	0.6
C6	1405	MN120738	22.2		
C6	1405	MN120750	20.9		
C6	1405	MN120763	21.7		
C6	1405	MN120775	21.9		
C6	1404	MN120725	20.5	21.3	0.7
C6	1404	MN120738	22.2		
C6	1404	MN120751	20.4		
C6	1404	MN120763	21.7		
C6	1404	MN120775	21.9		
C6	1403	MN120725	20.5	21.2	0.7
C6	1403	MN120738	22.2		
C6	1403	MN120751	20.4		
C6	1403	MN120764	21.0		
C6	1403	MN120775	21.9		
C6	1402	MN120725	20.5	20.9	0.6
C6	1402	MN120738	22.2		
C6	1402	MN120751	20.4		
C6	1402	MN120764	21.0		
C6	1402	MN120776	20.3		
C6	1401	MN120725	20.5	20.6	0.2
C6	1401	MN120739	20.7		
C6	1401	MN120751	20.4		
C6	1401	MN120764	21.0		
C6	1401	MN120776	20.3		
C6	1400	MN120726	19.8	20.4	0.3
C6	1400	MN120739	20.7		
C6	1400	MN120751	20.4		
C6	1400	MN120764	21.0		
C6	1400	MN120776	20.3		
C6	1399	MN120726	19.8	20.2	0.6
C6	1399	MN120739	20.7		
C6	1399	MN120752	19.2		
C6	1399	MN120764	21.0		
C6	1399	MN120776	20.3		
C6	1398	MN120726	19.8	20.1	0.5
C6	1398	MN120739	20.7		
C6	1398	MN120752	19.2		
C6	1398	MN120765	20.6		
C6	1398	MN120776	20.3		
C6	1397	MN120726	19.8	20.1	0.5
C6	1397	MN120739	20.7		
C6	1397	MN120752	19.2		
C6	1397	MN120765	20.6		
C6	1397	MN120777	20.3		
C6	1396	MN120726	19.8	20.2	0.5
C6	1396	MN120740	21.0		
C6	1396	MN120752	19.2		
C6	1396	MN120765	20.6		
C6	1396	MN120777	20.3		
C6	1395	MN120727	21.0	20.4	0.5
C6	1395	MN120740	21.0		
C6	1395	MN120752	19.2		
C6	1395	MN120765	20.6		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C6	1395	MN120777	20.3		
C6	1394	MN120727	21.0	20.7	0.2
C6	1394	MN120740	21.0		
C6	1394	MN120753	20.6		
C6	1394	MN120765	20.6		
C6	1394	MN120777	20.3		
C6	1393	MN120727	21.0	20.8	0.3
C6	1393	MN120740	21.0		
C6	1393	MN120753	20.6		
C6	1393	MN120766	21.0		
C6	1393	MN120777	20.3		
C6	1392	MN120727	21.0	21.0	0.2
C6	1392	MN120740	21.0		
C6	1392	MN120753	20.6		
C6	1392	MN120766	21.0		
C6	1392	MN120778	21.5		
C6	1391	MN120727	21.0	21.2	0.4
C6	1391	MN120741	21.9		
C6	1391	MN120753	20.6		
C6	1391	MN120766	21.0		
C6	1391	MN120778	21.5		
C6	1390	MN120728	21.5	21.3	0.4
C6	1390	MN120741	21.9		
C6	1390	MN120753	20.6		
C6	1390	MN120766	21.0		
C6	1390	MN120778	21.5		
C6	1389	MN120728	21.5	21.1	0.6
C6	1389	MN120741	21.9		
C6	1389	MN120754	19.6		
C6	1389	MN120766	21.0		
C6	1389	MN120778	21.5		
C6	1388	MN120728	21.5	21.2	0.6
C6	1388	MN120741	21.9		
C6	1388	MN120754	19.6		
C6	1388	MN120767	21.3		
C6	1388	MN120778	21.5		
C6	1387	MN120728	21.5	21.0	0.6
C6	1387	MN120741	21.9		
C6	1387	MN120754	19.6		
C6	1387	MN120767	21.3		
C6	1387	MN120779	20.9		
C6	1386	MN120728	21.5	20.9	0.5
C6	1386	MN120742	21.1		
C6	1386	MN120754	19.6		
C6	1386	MN120767	21.3		
C6	1386	MN120779	20.9		
C6	1385	MN120729	20.4	20.7	0.5
C6	1385	MN120742	21.1		
C6	1385	MN120754	19.6		
C6	1385	MN120767	21.3		
C6	1385	MN120779	20.9		
C6	1384	MN120729	20.4	20.9	0.2
C6	1384	MN120742	21.1		
C6	1384	MN120755	21.0		
C6	1384	MN120767	21.3		
C6	1384	MN120779	20.9		
C6	1383	MN120729	20.4	20.9	0.2
C6	1383	MN120742	21.1		
C6	1383	MN120755	21.0		
C6	1383	MN120768	21.1		
C6	1383	MN120779	20.9		
C6	1382	MN120729	20.4	20.8	0.3
C6	1382	MN120742	21.1		
C6	1382	MN120755	21.0		
C6	1382	MN120768	21.1		
C6	1382	MN120780	20.5		
C6	1381	MN120729	20.4	20.8	0.3
C6	1381	MN120743	21.1		
C6	1381	MN120755	21.0		
C6	1381	MN120768	21.1		
C6	1381	MN120780	20.5		
C6	1380	MN120730	19.7	20.7	0.5
C6	1380	MN120743	21.1		
C6	1380	MN120755	21.0		
C6	1380	MN120768	21.1		
C6	1380	MN120780	20.5		
C6	1379	MN120730	19.7	20.5	0.5
C6	1379	MN120743	21.1		
C6	1379	MN120756	20.2		
C6	1379	MN120768	21.1		
C6	1379	MN120780	20.5		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C6	1378	MN120730	19.7	20.5	0.4
C6	1378	MN120743	21.1		
C6	1378	MN120756	20.2		
C6	1378	MN120769	21.0		
C6	1378	MN120780	20.5		
C6	1377	MN120730	19.7	20.6	0.5
C6	1377	MN120743	21.1		
C6	1377	MN120756	20.2		
C6	1377	MN120769	21.0		
C6	1377	MN120781	20.9		
C6	1376	MN120730	19.7	20.3	0.5
C6	1376	MN120744	19.5		
C6	1376	MN120756	20.2		
C6	1376	MN120769	21.0		
C6	1376	MN120781	20.9		
C6	1375	MN120731	20.4	20.4	0.4
C6	1375	MN120744	19.5		
C6	1375	MN120756	20.2		
C6	1375	MN120769	21.0		
C6	1375	MN120781	20.9		
C6	1374	MN120731	20.4	20.4	0.4
C6	1374	MN120744	19.5		
C6	1374	MN120757	20.4		
C6	1374	MN120769	21.0		
C6	1374	MN120781	20.9		
C6	1373	MN120731	20.4	20.4	0.3
C6	1373	MN120744	19.5		
C6	1373	MN120757	20.4		
C6	1373	MN120770	20.6		
C6	1373	MN120781	20.9		
C6	1372	MN120731	20.4	20.2	0.3
C6	1372	MN120744	19.5		
C6	1372	MN120757	20.4		
C6	1372	MN120770	20.6		
C6	1372	MN120782	20.1		
C6	1371	MN120731	20.4	20.3	0.2
C6	1371	MN120745	20.0		
C6	1371	MN120757	20.4		
C6	1371	MN120770	20.6		
C6	1371	MN120782	20.1		
C6	1370	MN120732	20.4	20.3	0.2
C6	1370	MN120745	20.0		
C6	1370	MN120757	20.4		
C6	1370	MN120770	20.6		
C6	1370	MN120782	20.1		
C6	1369	MN120732	20.4	20.3	0.2
C6	1369	MN120745	20.0		
C6	1369	MN120758	20.3		
C6	1369	MN120770	20.6		
C6	1369	MN120782	20.1		
C6	1368	MN120732	20.4	20.4	0.3
C6	1368	MN120745	20.0		
C6	1368	MN120758	20.3		
C6	1368	MN120771	21.2		
C6	1368	MN120782	20.1		
C6	1367	MN120732	20.4	20.4	0.3
C6	1367	MN120745	20.0		
C6	1367	MN120758	20.3		
C6	1367	MN120771	21.2		
C6	1367	MN120783	20.3		
C6	1366	MN120732	20.4	20.7	0.4
C6	1366	MN120746	21.3		
C6	1366	MN120758	20.3		
C6	1366	MN120771	21.2		
C6	1366	MN120783	20.3		
C6	1365	MN120733	20.2	20.7	0.5
C6	1365	MN120746	21.3		
C6	1365	MN120758	20.3		
C6	1365	MN120771	21.2		
C6	1365	MN120783	20.3		
C6	1364	MN120733	20.2	20.6	0.5
C6	1364	MN120746	21.3		
C6	1364	MN120759	19.9		
C6	1364	MN120771	21.2		
C6	1364	MN120783	20.3		
C6	1363	MN120733	20.2	20.5	0.4
C6	1363	MN120746	21.3		
C6	1363	MN120759	19.9		
C6	1363	MN120772	20.8		
C6	1363	MN120783	20.3		
C6	1362	MN120733	20.2	20.9	0.7

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C6	1362	MN120746	21.3		
C6	1362	MN120759	19.9		
C6	1362	MN120772	20.8		
C6	1362	MN120784	22.1		
C6	1361	MN120733	20.2	21.0	0.8
C6	1361	MN120747	21.8		
C6	1361	MN120759	19.9		
C6	1361	MN120772	20.8		
C6	1361	MN120784	22.1		
C6	1360	MN120734	20.1	20.9	0.8
C6	1360	MN120747	21.8		
C6	1360	MN120759	19.9		
C6	1360	MN120772	20.8		
C6	1360	MN120784	22.1		
C6	1359	MN120734	20.1	21.2	0.6
C6	1359	MN120747	21.8		
C6	1359	MN120760	21.2		
C6	1359	MN120772	20.8		
C6	1359	MN120784	22.1		
C7	1363	MN120785	21.7	20.9	0.7
C7	1363	MN120805	20.4		
C7	1363	MN120826	20.6		
C7	1363	MN120847	19.8		
C7	1363	MN120867	21.8		
C7	1362	MN120785	21.7	21.1	0.8
C7	1362	MN120805	20.4		
C7	1362	MN120827	21.8		
C7	1362	MN120847	19.8		
C7	1362	MN120867	21.8		
C7	1361	MN120785	21.7	21.3	0.6
C7	1361	MN120806	21.5		
C7	1361	MN120827	21.8		
C7	1361	MN120847	19.8		
C7	1361	MN120867	21.8		
C7	1360	MN120785	21.7	21.5	0.3
C7	1360	MN120806	21.5		
C7	1360	MN120827	21.8		
C7	1360	MN120848	20.7		
C7	1360	MN120867	21.8		
C7	1359	MN120785	21.7	21.3	0.4
C7	1359	MN120806	21.5		
C7	1359	MN120827	21.8		
C7	1359	MN120848	20.7		
C7	1359	MN120868	20.9		
C7	1358	MN120786	21.7	21.3	0.4
C7	1358	MN120806	21.5		
C7	1358	MN120827	21.8		
C7	1358	MN120848	20.7		
C7	1358	MN120868	20.9		
C7	1357	MN120786	21.7	21.0	0.4
C7	1357	MN120806	21.5		
C7	1357	MN120828	20.6		
C7	1357	MN120848	20.7		
C7	1357	MN120868	20.9		
C7	1356	MN120786	21.7	20.9	0.3
C7	1356	MN120807	20.7		
C7	1356	MN120828	20.6		
C7	1356	MN120848	20.7		
C7	1356	MN120868	20.9		
C7	1355	MN120786	21.7	20.6	0.6
C7	1355	MN120807	20.7		
C7	1355	MN120828	20.6		
C7	1355	MN120849	19.3		
C7	1355	MN120868	20.9		
C7	1354	MN120786	21.7	20.3	0.9
C7	1354	MN120807	20.7		
C7	1354	MN120828	20.6		
C7	1354	MN120849	19.3		
C7	1354	MN120869	19.1		
C7	1353	MN120787	21.5	20.2	0.8
C7	1353	MN120807	20.7		
C7	1353	MN120828	20.6		
C7	1353	MN120849	19.3		
C7	1353	MN120869	19.1		
C7	1352	MN120787	21.5	20.2	0.8
C7	1352	MN120807	20.7		
C7	1352	MN120829	20.1		
C7	1352	MN120849	19.3		
C7	1352	MN120869	19.1		
C7	1351	MN120787	21.5	20.2	0.8
C7	1351	MN120808	20.7		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C7	1351	MN120829	20.1		
C7	1351	MN120849	19.3		
C7	1351	MN120869	19.1		
C7	1350	MN120787	21.5	20.2	0.7
C7	1350	MN120808	20.7		
C7	1350	MN120829	20.1		
C7	1350	MN120850	19.7		
C7	1350	MN120869	19.1		
C7	1349	MN120787	21.5	20.5	0.5
C7	1349	MN120808	20.7		
C7	1349	MN120829	20.1		
C7	1349	MN120850	19.7		
C7	1349	MN120870	20.4		
C7	1348	MN120788	21.4	20.5	0.5
C7	1348	MN120808	20.7		
C7	1348	MN120829	20.1		
C7	1348	MN120850	19.7		
C7	1348	MN120870	20.4		
C7	1347	MN120788	21.4	20.5	0.4
C7	1347	MN120808	20.7		
C7	1347	MN120830	20.5		
C7	1347	MN120850	19.7		
C7	1347	MN120870	20.4		
C7	1346	MN120788	21.4	20.7	0.6
C7	1346	MN120809	21.4		
C7	1346	MN120830	20.5		
C7	1346	MN120850	19.7		
C7	1346	MN120870	20.4		
C7	1345	MN120788	21.4	20.7	0.6
C7	1345	MN120809	21.4		
C7	1345	MN120830	20.5		
C7	1345	MN120851	19.8		
C7	1345	MN120870	20.4		
C7	1344	MN120788	21.4	20.9	0.6
C7	1344	MN120809	21.4		
C7	1344	MN120830	20.5		
C7	1344	MN120851	19.8		
C7	1344	MN120871	21.3		
C7	1343	MN120789	21.7	20.9	0.6
C7	1343	MN120809	21.4		
C7	1343	MN120830	20.5		
C7	1343	MN120851	19.8		
C7	1343	MN120871	21.3		
C7	1342	MN120789	21.7	21.0	0.5
C7	1342	MN120809	21.4		
C7	1342	MN120831	20.9		
C7	1342	MN120851	19.8		
C7	1342	MN120871	21.3		
C7	1341	MN120789	21.7	21.0	0.5
C7	1341	MN120810	21.4		
C7	1341	MN120831	20.9		
C7	1341	MN120851	19.8		
C7	1341	MN120871	21.3		
C7	1340	MN120789	21.7	21.2	0.3
C7	1340	MN120810	21.4		
C7	1340	MN120831	20.9		
C7	1340	MN120852	20.7		
C7	1340	MN120871	21.3		
C7	1339	MN120789	21.7	21.1	0.4
C7	1339	MN120810	21.4		
C7	1339	MN120831	20.9		
C7	1339	MN120852	20.7		
C7	1339	MN120872	20.6		
C7	1338	MN120790	22.1	21.1	0.5
C7	1338	MN120810	21.4		
C7	1338	MN120831	20.9		
C7	1338	MN120852	20.7		
C7	1338	MN120872	20.6		
C7	1337	MN120790	22.1	21.3	0.5
C7	1337	MN120810	21.4		
C7	1337	MN120832	21.8		
C7	1337	MN120852	20.7		
C7	1337	MN120872	20.6		
C7	1336	MN120790	22.1	21.3	0.6
C7	1336	MN120811	21.5		
C7	1336	MN120832	21.8		
C7	1336	MN120852	20.7		
C7	1336	MN120872	20.6		
C7	1335	MN120790	22.1	21.1	0.8
C7	1335	MN120811	21.5		
C7	1335	MN120832	21.8		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C7	1335	MN120853	19.5		
C7	1335	MN120872	20.6		
C7	1334	MN120790	22.1	21.0	1.0
C7	1334	MN120811	21.5		
C7	1334	MN120832	21.8		
C7	1334	MN120853	19.5		
C7	1334	MN120873	20.0		
C7	1333	MN120791	21.4	20.9	0.9
C7	1333	MN120811	21.5		
C7	1333	MN120832	21.8		
C7	1333	MN120853	19.5		
C7	1333	MN120873	20.0		
C7	1332	MN120791	21.4	20.6	0.7
C7	1332	MN120811	21.5		
C7	1332	MN120833	20.7		
C7	1332	MN120853	19.5		
C7	1332	MN120873	20.0		
C7	1331	MN120791	21.4	20.5	0.6
C7	1331	MN120812	20.9		
C7	1331	MN120833	20.7		
C7	1331	MN120853	19.5		
C7	1331	MN120873	20.0		
C7	1330	MN120791	21.4	20.5	0.6
C7	1330	MN120812	20.9		
C7	1330	MN120833	20.7		
C7	1330	MN120854	19.6		
C7	1330	MN120873	20.0		
C7	1329	MN120791	21.4	20.6	0.4
C7	1329	MN120812	20.9		
C7	1329	MN120833	20.7		
C7	1329	MN120854	19.6		
C7	1329	MN120874	20.6		
C7	1328	MN120792	21.3	20.6	0.4
C7	1328	MN120812	20.9		
C7	1328	MN120833	20.7		
C7	1328	MN120854	19.6		
C7	1328	MN120874	20.6		
C7	1327	MN120792	21.3	20.7	0.4
C7	1327	MN120812	20.9		
C7	1327	MN120834	20.8		
C7	1327	MN120854	19.6		
C7	1327	MN120874	20.6		
C7	1326	MN120792	21.3	20.8	0.6
C7	1326	MN120813	21.7		
C7	1326	MN120834	20.8		
C7	1326	MN120854	19.6		
C7	1326	MN120874	20.6		
C7	1325	MN120792	21.3	21.0	0.4
C7	1325	MN120813	21.7		
C7	1325	MN120834	20.8		
C7	1325	MN120855	20.3		
C7	1325	MN120874	20.6		
C7	1324	MN120792	21.3	21.1	0.4
C7	1324	MN120813	21.7		
C7	1324	MN120834	20.8		
C7	1324	MN120855	20.3		
C7	1324	MN120875	21.4		
C7	1323	MN120793	22.3	21.3	0.6
C7	1323	MN120813	21.7		
C7	1323	MN120834	20.8		
C7	1323	MN120855	20.3		
C7	1323	MN120875	21.4		
C7	1322	MN120793	22.3	21.5	0.5
C7	1322	MN120813	21.7		
C7	1322	MN120835	21.7		
C7	1322	MN120855	20.3		
C7	1322	MN120875	21.4		
C7	1321	MN120793	22.3	21.4	0.5
C7	1321	MN120814	21.0		
C7	1321	MN120835	21.7		
C7	1321	MN120855	20.3		
C7	1321	MN120875	21.4		
C7	1320	MN120793	22.3	21.3	0.7
C7	1320	MN120814	21.0		
C7	1320	MN120835	21.7		
C7	1320	MN120856	19.8		
C7	1320	MN120875	21.4		
C7	1319	MN120793	22.3	21.4	0.7
C7	1319	MN120814	21.0		
C7	1319	MN120835	21.7		
C7	1319	MN120856	19.8		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C7	1319	MN120876	21.9		
C7	1318	MN120794	21.9	21.3	0.7
C7	1318	MN120814	21.0		
C7	1318	MN120835	21.7		
C7	1318	MN120856	19.8		
C7	1318	MN120876	21.9		
C7	1317	MN120794	21.9	21.2	0.6
C7	1317	MN120814	21.0		
C7	1317	MN120836	21.3		
C7	1317	MN120856	19.8		
C7	1317	MN120876	21.9		
C7	1316	MN120794	21.9	21.2	0.6
C7	1316	MN120815	21.1		
C7	1316	MN120836	21.3		
C7	1316	MN120856	19.8		
C7	1316	MN120876	21.9		
C7	1315	MN120794	21.9	21.3	0.5
C7	1315	MN120815	21.1		
C7	1315	MN120836	21.3		
C7	1315	MN120857	20.1		
C7	1315	MN120876	21.9		
C7	1314	MN120794	21.9	21.0	0.5
C7	1314	MN120815	21.1		
C7	1314	MN120836	21.3		
C7	1314	MN120857	20.1		
C7	1314	MN120877	20.7		
C7	1313	MN120795	21.9	21.0	0.5
C7	1313	MN120815	21.1		
C7	1313	MN120836	21.3		
C7	1313	MN120857	20.1		
C7	1313	MN120877	20.7		
C7	1312	MN120795	21.9	21.0	0.5
C7	1312	MN120815	21.1		
C7	1312	MN120837	21.1		
C7	1312	MN120857	20.1		
C7	1312	MN120877	20.7		
C7	1311	MN120795	21.9	20.9	0.5
C7	1311	MN120816	20.7		
C7	1311	MN120837	21.1		
C7	1311	MN120857	20.1		
C7	1311	MN120877	20.7		
C7	1310	MN120795	21.9	20.8	0.5
C7	1310	MN120816	20.7		
C7	1310	MN120837	21.1		
C7	1310	MN120858	19.8		
C7	1310	MN120877	20.7		
C7	1309	MN120795	21.9	20.9	0.5
C7	1309	MN120816	20.7		
C7	1309	MN120837	21.1		
C7	1309	MN120858	19.8		
C7	1309	MN120878	20.9		
C7	1308	MN120796	20.9	20.7	0.4
C7	1308	MN120816	20.7		
C7	1308	MN120837	21.1		
C7	1308	MN120858	19.8		
C7	1308	MN120878	20.9		
C7	1307	MN120796	20.9	20.4	0.6
C7	1307	MN120816	20.7		
C7	1307	MN120838	19.5		
C7	1307	MN120858	19.8		
C7	1307	MN120878	20.9		
C7	1306	MN120796	20.9	20.5	0.6
C7	1306	MN120817	21.2		
C7	1306	MN120838	19.5		
C7	1306	MN120858	19.8		
C7	1306	MN120878	20.9		
C7	1305	MN120796	20.9	20.6	0.5
C7	1305	MN120817	21.2		
C7	1305	MN120838	19.5		
C7	1305	MN120859	20.5		
C7	1305	MN120878	20.9		
C7	1304	MN120796	20.9	20.5	0.5
C7	1304	MN120817	21.2		
C7	1304	MN120838	19.5		
C7	1304	MN120859	20.5		
C7	1304	MN120879	20.3		
C7	1303	MN120797	21.9	20.7	0.7
C7	1303	MN120817	21.2		
C7	1303	MN120838	19.5		
C7	1303	MN120859	20.5		
C7	1303	MN120879	20.3		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C7	1302	MN120797	21.9	20.9	0.5
C7	1302	MN120817	21.2		
C7	1302	MN120839	20.7		
C7	1302	MN120859	20.5		
C7	1302	MN120879	20.3		
C7	1301	MN120797	21.9	21.0	0.6
C7	1301	MN120818	21.6		
C7	1301	MN120839	20.7		
C7	1301	MN120859	20.5		
C7	1301	MN120879	20.3		
C7	1300	MN120797	21.9	21.0	0.6
C7	1300	MN120818	21.6		
C7	1300	MN120839	20.7		
C7	1300	MN120860	20.6		
C7	1300	MN120879	20.3		
C7	1299	MN120797	21.9	20.9	0.7
C7	1299	MN120818	21.6		
C7	1299	MN120839	20.7		
C7	1299	MN120860	20.6		
C7	1299	MN120880	19.8		
C7	1298	MN120798	21.9	20.9	0.7
C7	1298	MN120818	21.6		
C7	1298	MN120839	20.7		
C7	1298	MN120860	20.6		
C7	1298	MN120880	19.8		
C7	1297	MN120798	21.9	21.0	0.6
C7	1297	MN120818	21.6		
C7	1297	MN120840	21.0		
C7	1297	MN120860	20.6		
C7	1297	MN120880	19.8		
C7	1296	MN120798	21.9	20.8	0.5
C7	1296	MN120819	20.7		
C7	1296	MN120840	21.0		
C7	1296	MN120860	20.6		
C7	1296	MN120880	19.8		
C7	1295	MN120798	21.9	20.9	0.5
C7	1295	MN120819	20.7		
C7	1295	MN120840	21.0		
C7	1295	MN120861	20.8		
C7	1295	MN120880	19.8		
C7	1294	MN120798	21.9	20.9	0.5
C7	1294	MN120819	20.7		
C7	1294	MN120840	21.0		
C7	1294	MN120861	20.8		
C7	1294	MN120881	19.9		
C7	1293	MN120799	21.1	20.7	0.3
C7	1293	MN120819	20.7		
C7	1293	MN120840	21.0		
C7	1293	MN120861	20.8		
C7	1293	MN120881	19.9		
C7	1292	MN120799	21.1	20.5	0.4
C7	1292	MN120819	20.7		
C7	1292	MN120841	20.0		
C7	1292	MN120861	20.8		
C7	1292	MN120881	19.9		
C7	1291	MN120799	21.1	20.5	0.4
C7	1291	MN120820	20.7		
C7	1291	MN120841	20.0		
C7	1291	MN120861	20.8		
C7	1291	MN120881	19.9		
C7	1290	MN120799	21.1	20.4	0.4
C7	1290	MN120820	20.7		
C7	1290	MN120841	20.0		
C7	1290	MN120862	20.5		
C7	1290	MN120881	19.9		
C7	1289	MN120799	21.1	20.4	0.4
C7	1289	MN120820	20.7		
C7	1289	MN120841	20.0		
C7	1289	MN120862	20.5		
C7	1289	MN120882	19.7		
C7	1288	MN120800	21.7	20.5	0.6
C7	1288	MN120820	20.7		
C7	1288	MN120841	20.0		
C7	1288	MN120862	20.5		
C7	1288	MN120882	19.7		
C7	1287	MN120800	21.7	20.8	0.6
C7	1287	MN120820	20.7		
C7	1287	MN120842	21.2		
C7	1287	MN120862	20.5		
C7	1287	MN120882	19.7		
C7	1286	MN120800	21.7	20.8	0.6

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C7	1286	MN120821	20.7		
C7	1286	MN120842	21.2		
C7	1286	MN120862	20.5		
C7	1286	MN120882	19.7		
C7	1285	MN120800	21.7	20.7	0.6
C7	1285	MN120821	20.7		
C7	1285	MN120842	21.2		
C7	1285	MN120863	20.3		
C7	1285	MN120882	19.7		
C7	1284	MN120800	21.7	21.0	0.4
C7	1284	MN120821	20.7		
C7	1284	MN120842	21.2		
C7	1284	MN120863	20.3		
C7	1284	MN120883	21.3		
C7	1283	MN120801	21.0	20.9	0.3
C7	1283	MN120821	20.7		
C7	1283	MN120842	21.2		
C7	1283	MN120863	20.3		
C7	1283	MN120883	21.3		
C7	1282	MN120801	21.0	21.0	0.4
C7	1282	MN120821	20.7		
C7	1282	MN120843	21.6		
C7	1282	MN120863	20.3		
C7	1282	MN120883	21.3		
C7	1281	MN120801	21.0	21.0	0.4
C7	1281	MN120822	20.7		
C7	1281	MN120843	21.6		
C7	1281	MN120863	20.3		
C7	1281	MN120883	21.3		
C7	1280	MN120801	21.0	21.1	0.3
C7	1280	MN120822	20.7		
C7	1280	MN120843	21.6		
C7	1280	MN120864	20.9		
C7	1280	MN120883	21.3		
C7	1279	MN120801	21.0	21.0	0.3
C7	1279	MN120822	20.7		
C7	1279	MN120843	21.6		
C7	1279	MN120864	20.9		
C7	1279	MN120884	20.8		
C7	1278	MN120802	21.8	21.2	0.5
C7	1278	MN120822	20.7		
C7	1278	MN120843	21.6		
C7	1278	MN120864	20.9		
C7	1278	MN120884	20.8		
C7	1277	MN120802	21.8	21.0	0.3
C7	1277	MN120822	20.7		
C7	1277	MN120844	21.0		
C7	1277	MN120864	20.9		
C7	1277	MN120884	20.8		
C7	1276	MN120802	21.8	21.1	0.3
C7	1276	MN120823	21.2		
C7	1276	MN120844	21.0		
C7	1276	MN120864	20.9		
C7	1276	MN120884	20.8		
C7	1275	MN120802	21.8	21.1	0.3
C7	1275	MN120823	21.2		
C7	1275	MN120844	21.0		
C7	1275	MN120865	20.9		
C7	1275	MN120884	20.8		
C7	1274	MN120802	21.8	21.1	0.3
C7	1274	MN120823	21.2		
C7	1274	MN120844	21.0		
C7	1274	MN120865	20.9		
C7	1274	MN120885	20.7		
C7	1273	MN120803	22.0	21.1	0.4
C7	1273	MN120823	21.2		
C7	1273	MN120844	21.0		
C7	1273	MN120865	20.9		
C7	1273	MN120885	20.7		
C7	1272	MN120803	22.0	21.1	0.4
C7	1272	MN120823	21.2		
C7	1272	MN120845	20.8		
C7	1272	MN120865	20.9		
C7	1272	MN120885	20.7		
C7	1271	MN120803	22.0	21.0	0.4
C7	1271	MN120824	20.6		
C7	1271	MN120845	20.8		
C7	1271	MN120865	20.9		
C7	1271	MN120885	20.7		
C7	1270	MN120803	22.0	20.8	0.5
C7	1270	MN120824	20.6		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C7	1270	MN120845	20.8		
C7	1270	MN120866	19.7		
C7	1270	MN120885	20.7		
C7	1269	MN120803	22.0	20.6	0.6
C7	1269	MN120824	20.6		
C7	1269	MN120845	20.8		
C7	1269	MN120866	19.7		
C7	1269	MN120886	20.0		
C7	1268	MN120804	20.6	20.4	0.4
C7	1268	MN120824	20.6		
C7	1268	MN120845	20.8		
C7	1268	MN120866	19.7		
C7	1268	MN120886	20.0		
C7	1267	MN120804	20.6	20.6	0.6
C7	1267	MN120824	20.6		
C7	1267	MN120846	21.8		
C7	1267	MN120866	19.7		
C7	1267	MN120886	20.0		
C7	1266	MN120804	20.6	20.7	0.7
C7	1266	MN120825	21.2		
C7	1266	MN120846	21.8		
C7	1266	MN120866	19.7		
C7	1266	MN120886	20.0		
C8	1270	MN120887	20.5	20.8	0.5
C8	1270	MN120906	20.8		
C8	1270	MN120925	21.5		
C8	1270	MN120944	19.9		
C8	1270	MN120962	21.1		
C8	1269	MN120887	20.5	20.6	0.5
C8	1269	MN120906	20.8		
C8	1269	MN120925	21.5		
C8	1269	MN120944	19.9		
C8	1269	MN120963	20.1		
C8	1268	MN120887	20.5	20.5	0.5
C8	1268	MN120907	20.7		
C8	1268	MN120925	21.5		
C8	1268	MN120944	19.9		
C8	1268	MN120963	20.1		
C8	1267	MN120888	20.8	20.6	0.5
C8	1267	MN120907	20.7		
C8	1267	MN120925	21.5		
C8	1267	MN120944	19.9		
C8	1267	MN120963	20.1		
C8	1266	MN120888	20.8	20.6	0.5
C8	1266	MN120907	20.7		
C8	1266	MN120926	21.5		
C8	1266	MN120944	19.9		
C8	1266	MN120963	20.1		
C8	1265	MN120888	20.8	20.8	0.3
C8	1265	MN120907	20.7		
C8	1265	MN120926	21.5		
C8	1265	MN120945	20.8		
C8	1265	MN120963	20.1		
C8	1264	MN120888	20.8	21.0	0.2
C8	1264	MN120907	20.7		
C8	1264	MN120926	21.5		
C8	1264	MN120945	20.8		
C8	1264	MN120964	21.0		
C8	1263	MN120888	20.8	21.2	0.4
C8	1263	MN120908	21.9		
C8	1263	MN120926	21.5		
C8	1263	MN120945	20.8		
C8	1263	MN120964	21.0		
C8	1262	MN120889	20.7	21.2	0.4
C8	1262	MN120908	21.9		
C8	1262	MN120926	21.5		
C8	1262	MN120945	20.8		
C8	1262	MN120964	21.0		
C8	1261	MN120889	20.7	21.2	0.4
C8	1261	MN120908	21.9		
C8	1261	MN120927	21.5		
C8	1261	MN120945	20.8		
C8	1261	MN120964	21.0		
C8	1260	MN120889	20.7	21.2	0.4
C8	1260	MN120908	21.9		
C8	1260	MN120927	21.5		
C8	1260	MN120946	20.9		
C8	1260	MN120964	21.0		
C8	1259	MN120889	20.7	21.3	0.4
C8	1259	MN120908	21.9		
C8	1259	MN120927	21.5		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C8	1259	MN120946	20.9		
C8	1259	MN120965	21.5		
C8	1258	MN120889	20.7	21.1	0.3
C8	1258	MN120909	21.0		
C8	1258	MN120927	21.5		
C8	1258	MN120946	20.9		
C8	1258	MN120965	21.5		
C8	1257	MN120890	20.5	21.1	0.3
C8	1257	MN120909	21.0		
C8	1257	MN120927	21.5		
C8	1257	MN120946	20.9		
C8	1257	MN120965	21.5		
C8	1256	MN120890	20.5	21.1	0.3
C8	1256	MN120909	21.0		
C8	1256	MN120928	21.5		
C8	1256	MN120946	20.9		
C8	1256	MN120965	21.5		
C8	1255	MN120890	20.5	20.9	0.5
C8	1255	MN120909	21.0		
C8	1255	MN120928	21.5		
C8	1255	MN120947	19.9		
C8	1255	MN120965	21.5		
C8	1254	MN120890	20.5	20.8	0.4
C8	1254	MN120909	21.0		
C8	1254	MN120928	21.5		
C8	1254	MN120947	19.9		
C8	1254	MN120966	20.9		
C8	1253	MN120890	20.5	20.6	0.5
C8	1253	MN120910	20.3		
C8	1253	MN120928	21.5		
C8	1253	MN120947	19.9		
C8	1253	MN120966	20.9		
C8	1252	MN120891	20.5	20.6	0.5
C8	1252	MN120910	20.3		
C8	1252	MN120928	21.5		
C8	1252	MN120947	19.9		
C8	1252	MN120966	20.9		
C8	1251	MN120891	20.5	20.6	0.4
C8	1251	MN120910	20.3		
C8	1251	MN120929	21.3		
C8	1251	MN120947	19.9		
C8	1251	MN120966	20.9		
C8	1250	MN120891	20.5	20.7	0.4
C8	1250	MN120910	20.3		
C8	1250	MN120929	21.3		
C8	1250	MN120948	20.3		
C8	1250	MN120966	20.9		
C8	1249	MN120891	20.5	20.6	0.3
C8	1249	MN120910	20.3		
C8	1249	MN120929	21.3		
C8	1249	MN120948	20.3		
C8	1249	MN120967	20.7		
C8	1248	MN120891	20.5	20.9	0.4
C8	1248	MN120911	21.5		
C8	1248	MN120929	21.3		
C8	1248	MN120948	20.3		
C8	1248	MN120967	20.7		
C8	1247	MN120892	21.6	21.1	0.5
C8	1247	MN120911	21.5		
C8	1247	MN120929	21.3		
C8	1247	MN120948	20.3		
C8	1247	MN120967	20.7		
C8	1246	MN120892	21.6	21.4	0.7
C8	1246	MN120911	21.5		
C8	1246	MN120930	22.7		
C8	1246	MN120948	20.3		
C8	1246	MN120967	20.7		
C8	1245	MN120892	21.6	21.5	0.5
C8	1245	MN120911	21.5		
C8	1245	MN120930	22.7		
C8	1245	MN120949	21.0		
C8	1245	MN120967	20.7		
C8	1244	MN120892	21.6	21.5	0.5
C8	1244	MN120911	21.5		
C8	1244	MN120930	22.7		
C8	1244	MN120949	21.0		
C8	1244	MN120968	20.6		
C8	1243	MN120892	21.6	21.4	0.6
C8	1243	MN120912	21.3		
C8	1243	MN120930	22.7		
C8	1243	MN120949	21.0		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C8	1243	MN120968	20.6		
C8	1242	MN120893	20.9	21.3	0.6
C8	1242	MN120912	21.3		
C8	1242	MN120930	22.7		
C8	1242	MN120949	21.0		
C8	1242	MN120968	20.6		
C8	1241	MN120893	20.9	21.1	0.3
C8	1241	MN120912	21.3		
C8	1241	MN120931	21.8		
C8	1241	MN120949	21.0		
C8	1241	MN120968	20.6		
C8	1240	MN120893	20.9	21.2	0.3
C8	1240	MN120912	21.3		
C8	1240	MN120931	21.8		
C8	1240	MN120950	21.2		
C8	1240	MN120968	20.6		
C8	1239	MN120893	20.9	21.2	0.3
C8	1239	MN120912	21.3		
C8	1239	MN120931	21.8		
C8	1239	MN120950	21.2		
C8	1239	MN120969	20.9		
C8	1238	MN120893	20.9	21.2	0.3
C8	1238	MN120913	21.0		
C8	1238	MN120931	21.8		
C8	1238	MN120950	21.2		
C8	1238	MN120969	20.9		
C8	1237	MN120894	20.3	21.0	0.4
C8	1237	MN120913	21.0		
C8	1237	MN120931	21.8		
C8	1237	MN120950	21.2		
C8	1237	MN120969	20.9		
C8	1236	MN120894	20.3	21.0	0.3
C8	1236	MN120913	21.0		
C8	1236	MN120932	21.5		
C8	1236	MN120950	21.2		
C8	1236	MN120969	20.9		
C8	1235	MN120894	20.3	20.8	0.5
C8	1235	MN120913	21.0		
C8	1235	MN120932	21.5		
C8	1235	MN120951	20.0		
C8	1235	MN120969	20.9		
C8	1234	MN120894	20.3	20.6	0.6
C8	1234	MN120913	21.0		
C8	1234	MN120932	21.5		
C8	1234	MN120951	20.0		
C8	1234	MN120970	20.0		
C8	1233	MN120894	20.3	20.4	0.5
C8	1233	MN120914	20.1		
C8	1233	MN120932	21.5		
C8	1233	MN120951	20.0		
C8	1233	MN120970	20.0		
C8	1232	MN120895	21.4	20.6	0.7
C8	1232	MN120914	20.1		
C8	1232	MN120932	21.5		
C8	1232	MN120951	20.0		
C8	1232	MN120970	20.0		
C8	1231	MN120895	21.4	20.7	0.8
C8	1231	MN120914	20.1		
C8	1231	MN120933	21.9		
C8	1231	MN120951	20.0		
C8	1231	MN120970	20.0		
C8	1230	MN120895	21.4	20.7	0.8
C8	1230	MN120914	20.1		
C8	1230	MN120933	21.9		
C8	1230	MN120952	19.9		
C8	1230	MN120970	20.0		
C8	1229	MN120895	21.4	20.8	0.7
C8	1229	MN120914	20.1		
C8	1229	MN120933	21.9		
C8	1229	MN120952	19.9		
C8	1229	MN120971	20.7		
C8	1228	MN120895	21.4	20.9	0.6
C8	1228	MN120915	20.4		
C8	1228	MN120933	21.9		
C8	1228	MN120952	19.9		
C8	1228	MN120971	20.7		
C8	1227	MN120896	19.9	20.6	0.6
C8	1227	MN120915	20.4		
C8	1227	MN120933	21.9		
C8	1227	MN120952	19.9		
C8	1227	MN120971	20.7		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C8	1226	MN120896	19.9	20.5	0.5
C8	1226	MN120915	20.4		
C8	1226	MN120934	21.5		
C8	1226	MN120952	19.9		
C8	1226	MN120971	20.7		
C8	1225	MN120896	19.9	20.5	0.5
C8	1225	MN120915	20.4		
C8	1225	MN120934	21.5		
C8	1225	MN120953	20.0		
C8	1225	MN120971	20.7		
C8	1224	MN120896	19.9	20.4	0.5
C8	1224	MN120915	20.4		
C8	1224	MN120934	21.5		
C8	1224	MN120953	20.0		
C8	1224	MN120972	20.1		
C8	1223	MN120896	19.9	20.4	0.5
C8	1223	MN120916	20.4		
C8	1223	MN120934	21.5		
C8	1223	MN120953	20.0		
C8	1223	MN120972	20.1		
C8	1222	MN120897	20.6	20.5	0.4
C8	1222	MN120916	20.4		
C8	1222	MN120934	21.5		
C8	1222	MN120953	20.0		
C8	1222	MN120972	20.1		
C8	1221	MN120897	20.6	20.4	0.3
C8	1221	MN120916	20.4		
C8	1221	MN120935	21.1		
C8	1221	MN120953	20.0		
C8	1221	MN120972	20.1		
C8	1220	MN120897	20.6	20.5	0.3
C8	1220	MN120916	20.4		
C8	1220	MN120935	21.1		
C8	1220	MN120954	20.3		
C8	1220	MN120972	20.1		
C8	1219	MN120897	20.6	20.6	0.2
C8	1219	MN120916	20.4		
C8	1219	MN120935	21.1		
C8	1219	MN120954	20.3		
C8	1219	MN120973	20.4		
C8	1218	MN120897	20.6	20.6	0.3
C8	1218	MN120917	20.9		
C8	1218	MN120935	21.1		
C8	1218	MN120954	20.3		
C8	1218	MN120973	20.4		
C8	1217	MN120898	21.7	20.9	0.4
C8	1217	MN120917	20.9		
C8	1217	MN120935	21.1		
C8	1217	MN120954	20.3		
C8	1217	MN120973	20.4		
C8	1216	MN120898	21.7	21.2	0.8
C8	1216	MN120917	20.9		
C8	1216	MN120936	22.5		
C8	1216	MN120954	20.3		
C8	1216	MN120973	20.4		
C8	1215	MN120898	21.7	21.4	0.6
C8	1215	MN120917	20.9		
C8	1215	MN120936	22.5		
C8	1215	MN120973	20.4		
C8	1214	MN120898	21.7		
C8	1214	MN120917	20.9	21.1	0.8
C8	1214	MN120936	22.5		
C8	1214	MN120974	20.7		
C8	1213	MN120898	21.7		
C8	1213	MN120918	20.0		
C8	1213	MN120936	22.5	21.2	1.1
C8	1213	MN120974	20.7		
C8	1212	MN120899	20.3		
C8	1212	MN120918	20.0		
C8	1212	MN120936	22.5		
C8	1212	MN120974	20.7	20.6	0.4
C8	1211	MN120899	20.3		
C8	1211	MN120918	20.0		
C8	1211	MN120937	21.4		
C8	1211	MN120974	20.7		
C8	1210	MN120899	20.3	20.6	0.4
C8	1210	MN120918	20.0		
C8	1210	MN120937	21.4		
C8	1210	MN120956	20.7		
C8	1210	MN120974	20.7		
C8	1209	MN120899	20.3	20.8	0.6

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C8	1209	MN120918	20.0		
C8	1209	MN120937	21.4		
C8	1209	MN120956	20.7		
C8	1209	MN120975	21.8		
C8	1208	MN120899	20.3	21.0	0.4
C8	1208	MN120919	21.0		
C8	1208	MN120937	21.4		
C8	1208	MN120956	20.7		
C8	1208	MN120975	21.8		
C8	1207	MN120900	21.1	21.2	0.3
C8	1207	MN120919	21.0		
C8	1207	MN120937	21.4		
C8	1207	MN120956	20.7		
C8	1207	MN120975	21.8		
C8	1206	MN120900	21.1	21.2	0.4
C8	1206	MN120919	21.0		
C8	1206	MN120938	21.5		
C8	1206	MN120956	20.7		
C8	1206	MN120975	21.8		
C8	1205	MN120900	21.1	21.3	0.3
C8	1205	MN120919	21.0		
C8	1205	MN120938	21.5		
C8	1205	MN120957	21.2		
C8	1205	MN120975	21.8		
C8	1204	MN120900	21.1	21.3	0.2
C8	1204	MN120919	21.0		
C8	1204	MN120938	21.5		
C8	1204	MN120957	21.2		
C8	1204	MN120976	21.5		
C8	1203	MN120900	21.1	21.1	0.4
C8	1203	MN120920	20.2		
C8	1203	MN120938	21.5		
C8	1203	MN120957	21.2		
C8	1203	MN120976	21.5		
C8	1202	MN120901	21.5	21.2	0.4
C8	1202	MN120920	20.2		
C8	1202	MN120938	21.5		
C8	1202	MN120957	21.2		
C8	1202	MN120976	21.5		
C8	1201	MN120901	21.5	21.3	0.4
C8	1201	MN120920	20.2		
C8	1201	MN120939	22.0		
C8	1201	MN120957	21.2		
C8	1201	MN120976	21.5		
C8	1200	MN120901	21.5	21.1	0.7
C8	1200	MN120920	20.2		
C8	1200	MN120939	22.0		
C8	1200	MN120958	20.3		
C8	1200	MN120976	21.5		
C8	1199	MN120901	21.5	20.8	0.7
C8	1199	MN120920	20.2		
C8	1199	MN120939	22.0		
C8	1199	MN120958	20.3		
C8	1199	MN120977	20.1		
C8	1198	MN120901	21.5	20.6	0.9
C8	1198	MN120921	19.3		
C8	1198	MN120939	22.0		
C8	1198	MN120958	20.3		
C8	1198	MN120977	20.1		
C8	1197	MN120902	20.0	20.3	0.7
C8	1197	MN120921	19.3		
C8	1197	MN120939	22.0		
C8	1197	MN120958	20.3		
C8	1197	MN120977	20.1		
C8	1196	MN120902	20.0	20.1	0.4
C8	1196	MN120921	19.3		
C8	1196	MN120940	21.0		
C8	1196	MN120958	20.3		
C8	1196	MN120977	20.1		
C8	1195	MN120902	20.0	20.0	0.4
C8	1195	MN120921	19.3		
C8	1195	MN120940	21.0		
C8	1195	MN120959	19.8		
C8	1195	MN120977	20.1		
C8	1194	MN120902	20.0	20.0	0.4
C8	1194	MN120921	19.3		
C8	1194	MN120940	21.0		
C8	1194	MN120959	19.8		
C8	1194	MN120978	20.0		
C8	1193	MN120902	20.0	20.4	0.5
C8	1193	MN120922	20.8		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C8	1193	MN120940	21.0		
C8	1193	MN120959	19.8		
C8	1193	MN120978	20.0		
C8	1192	MN120903	21.1	20.6	0.5
C8	1192	MN120922	20.8		
C8	1192	MN120940	21.0		
C8	1192	MN120959	19.8		
C8	1192	MN120978	20.0		
C8	1191	MN120903	21.1	20.8	0.7
C8	1191	MN120922	20.8		
C8	1191	MN120941	22.3		
C8	1191	MN120959	19.8		
C8	1191	MN120978	20.0		
C8	1190	MN120903	21.1	21.0	0.5
C8	1190	MN120922	20.8		
C8	1190	MN120941	22.3		
C8	1190	MN120960	20.9		
C8	1190	MN120978	20.0		
C8	1189	MN120903	21.1	21.2	0.4
C8	1189	MN120922	20.8		
C8	1189	MN120941	22.3		
C8	1189	MN120960	20.9		
C8	1189	MN120979	21.1		
C8	1188	MN120903	21.1	21.3	0.4
C8	1188	MN120923	21.3		
C8	1188	MN120941	22.3		
C8	1188	MN120960	20.9		
C8	1188	MN120979	21.1		
C8	1187	MN120904	20.5	21.2	0.5
C8	1187	MN120923	21.3		
C8	1187	MN120941	22.3		
C8	1187	MN120960	20.9		
C8	1187	MN120979	21.1		
C8	1186	MN120904	20.5	21.2	0.5
C8	1186	MN120923	21.3		
C8	1186	MN120942	22.2		
C8	1186	MN120960	20.9		
C8	1186	MN120979	21.1		
C8	1185	MN120904	20.5	21.2	0.4
C8	1185	MN120923	21.3		
C8	1185	MN120942	22.2		
C8	1185	MN120961	21.0		
C8	1185	MN120979	21.1		
C8	1184	MN120904	20.5	21.2	0.5
C8	1184	MN120923	21.3		
C8	1184	MN120942	22.2		
C8	1184	MN120961	21.0		
C8	1184	MN120980	21.0		
C8	1183	MN120904	20.5	21.2	0.4
C8	1183	MN120924	21.2		
C8	1183	MN120942	22.2		
C8	1183	MN120961	21.0		
C8	1183	MN120980	21.0		
C8	1182	MN120905	21.3	21.3	0.4
C8	1182	MN120924	21.2		
C8	1182	MN120942	22.2		
C8	1182	MN120961	21.0		
C8	1182	MN120980	21.0		
C8	1181	MN120905	21.3	21.4	0.4
C8	1181	MN120924	21.2		
C8	1181	MN120943	22.5		
C8	1181	MN120961	21.0		
C8	1181	MN120980	21.0		
C8	1270	MN120887	20.5	20.8	0.5
C8	1270	MN120906	20.8		
C8	1270	MN120925	21.5		
C8	1270	MN120944	19.9		
C8	1270	MN120962	21.1		
C9	1185	MN120981	21.4	21.6	0.3
C9	1185	MN120998	21.3		
C9	1185	MN121016	21.5		
C9	1185	MN121033	22.2		
C9	1185	MN121050	21.8		
C9	1184	MN120981	21.4	21.6	0.3
C9	1184	MN120999	21.1		
C9	1184	MN121016	21.5		
C9	1184	MN121033	22.2		
C9	1184	MN121050	21.8		
C9	1183	MN120981	21.4	21.5	0.4
C9	1183	MN120999	21.1		
C9	1183	MN121017	20.8		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C9	1183	MN121033	22.2		
C9	1183	MN121050	21.8		
C9	1182	MN120981	21.4	21.5	0.4
C9	1182	MN120999	21.1		
C9	1182	MN121017	20.8		
C9	1182	MN121034	22.3		
C9	1182	MN121050	21.8		
C9	1181	MN120982	21.9	21.6	0.5
C9	1181	MN120999	21.1		
C9	1181	MN121017	20.8		
C9	1181	MN121034	22.3		
C9	1181	MN121050	21.8		
C9	1180	MN120982	21.9	21.5	0.5
C9	1180	MN120999	21.1		
C9	1180	MN121017	20.8		
C9	1180	MN121034	22.3		
C9	1180	MN121051	21.4		
C9	1179	MN120982	21.9	21.5	0.5
C9	1179	MN121000	20.8		
C9	1179	MN121017	20.8		
C9	1179	MN121034	22.3		
C9	1179	MN121051	21.4		
C9	1178	MN120982	21.9	21.6	0.4
C9	1178	MN121000	20.8		
C9	1178	MN121018	21.6		
C9	1178	MN121034	22.3		
C9	1178	MN121051	21.4		
C9	1177	MN120982	21.9	21.5	0.3
C9	1177	MN121000	20.8		
C9	1177	MN121018	21.6		
C9	1177	MN121035	21.7		
C9	1177	MN121051	21.4		
C9	1176	MN120983	21.2	21.3	0.3
C9	1176	MN121000	20.8		
C9	1176	MN121018	21.6		
C9	1176	MN121035	21.7		
C9	1176	MN121051	21.4		
C9	1175	MN120983	21.2	21.2	0.3
C9	1175	MN121000	20.8		
C9	1175	MN121018	21.6		
C9	1175	MN121035	21.7		
C9	1175	MN121052	21.0		
C9	1174	MN120983	21.2	21.3	0.2
C9	1174	MN121001	21.3		
C9	1174	MN121018	21.6		
C9	1174	MN121035	21.7		
C9	1174	MN121052	21.0		
C9	1173	MN120983	21.2	21.5	0.5
C9	1173	MN121001	21.3		
C9	1173	MN121019	22.5		
C9	1173	MN121035	21.7		
C9	1173	MN121052	21.0		
C9	1172	MN120983	21.2	21.5	0.4
C9	1172	MN121001	21.3		
C9	1172	MN121019	22.5		
C9	1172	MN121036	21.4		
C9	1172	MN121052	21.0		
C9	1171	MN120984	21.2	21.5	0.4
C9	1171	MN121001	21.3		
C9	1171	MN121019	22.5		
C9	1171	MN121036	21.4		
C9	1171	MN121052	21.0		
C9	1170	MN120984	21.2	21.5	0.4
C9	1170	MN121001	21.3		
C9	1170	MN121019	22.5		
C9	1170	MN121036	21.4		
C9	1170	MN121053	21.0		
C9	1169	MN120984	21.2	21.5	0.4
C9	1169	MN121002	21.3		
C9	1169	MN121019	22.5		
C9	1169	MN121036	21.4		
C9	1169	MN121053	21.0		
C9	1168	MN120984	21.2	21.3	0.2
C9	1168	MN121002	21.3		
C9	1168	MN121020	21.6		
C9	1168	MN121036	21.4		
C9	1168	MN121053	21.0		
C9	1167	MN120984	21.2	21.1	0.4
C9	1167	MN121002	21.3		
C9	1167	MN121020	21.6		
C9	1167	MN121037	20.1		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C9	1167	MN121053	21.0		
C9	1166	MN120985	20.8	21.0	0.4
C9	1166	MN121002	21.3		
C9	1166	MN121020	21.6		
C9	1166	MN121037	20.1		
C9	1166	MN121053	21.0		
C9	1165	MN120985	20.8	20.7	0.6
C9	1165	MN121002	21.3		
C9	1165	MN121020	21.6		
C9	1165	MN121037	20.1		
C9	1165	MN121054	19.7		
C9	1164	MN120985	20.8	20.6	0.6
C9	1164	MN121003	20.8		
C9	1164	MN121020	21.6		
C9	1164	MN121037	20.1		
C9	1164	MN121054	19.7		
C9	1163	MN120985	20.8	20.6	0.5
C9	1163	MN121003	20.8		
C9	1163	MN121021	21.4		
C9	1163	MN121037	20.1		
C9	1163	MN121054	19.7		
C9	1162	MN120985	20.8	20.4	0.7
C9	1162	MN121003	20.8		
C9	1162	MN121021	21.4		
C9	1162	MN121038	19.5		
C9	1162	MN121054	19.7		
C9	1161	MN120986	20.3	20.3	0.6
C9	1161	MN121003	20.8		
C9	1161	MN121021	21.4		
C9	1161	MN121038	19.5		
C9	1161	MN121054	19.7		
C9	1160	MN120986	20.3	20.3	0.7
C9	1160	MN121003	20.8		
C9	1160	MN121021	21.4		
C9	1160	MN121038	19.5		
C9	1160	MN121055	19.4		
C9	1159	MN120986	20.3	20.2	0.6
C9	1159	MN121004	20.4		
C9	1159	MN121021	21.4		
C9	1159	MN121038	19.5		
C9	1159	MN121055	19.4		
C9	1158	MN120986	20.3	20.1	0.5
C9	1158	MN121004	20.4		
C9	1158	MN121022	21.1		
C9	1158	MN121038	19.5		
C9	1158	MN121055	19.4		
C9	1157	MN120986	20.3	20.5	0.5
C9	1157	MN121004	20.4		
C9	1157	MN121022	21.1		
C9	1157	MN121039	21.1		
C9	1157	MN121055	19.4		
C9	1156	MN120987	21.5	20.7	0.6
C9	1156	MN121004	20.4		
C9	1156	MN121022	21.1		
C9	1156	MN121039	21.1		
C9	1156	MN121055	19.4		
C9	1155	MN120987	21.5	20.9	0.4
C9	1155	MN121004	20.4		
C9	1155	MN121022	21.1		
C9	1155	MN121039	21.1		
C9	1155	MN121056	20.3		
C9	1154	MN120987	21.5	21.1	0.4
C9	1154	MN121005	21.6		
C9	1154	MN121022	21.1		
C9	1154	MN121039	21.1		
C9	1154	MN121056	20.3		
C9	1153	MN120987	21.5	21.2	0.5
C9	1153	MN121005	21.6		
C9	1153	MN121023	21.7		
C9	1153	MN121039	21.1		
C9	1153	MN121056	20.3		
C9	1152	MN120987	21.5	21.3	0.4
C9	1152	MN121005	21.6		
C9	1152	MN121023	21.7		
C9	1152	MN121040	21.4		
C9	1152	MN121056	20.3		
C9	1151	MN120988	21.5	21.3	0.4
C9	1151	MN121005	21.6		
C9	1151	MN121023	21.7		
C9	1151	MN121040	21.4		
C9	1151	MN121056	20.3		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C9	1150	MN120988	21.5	21.4	0.2
C9	1150	MN121005	21.6		
C9	1150	MN121023	21.7		
C9	1150	MN121040	21.4		
C9	1150	MN121057	21.0		
C9	1149	MN120988	21.5	21.6	0.3
C9	1149	MN121006	22.3		
C9	1149	MN121023	21.7		
C9	1149	MN121040	21.4		
C9	1149	MN121057	21.0		
C9	1148	MN120988	21.5	21.3	0.5
C9	1148	MN121006	22.3		
C9	1148	MN121024	20.3		
C9	1148	MN121040	21.4		
C9	1148	MN121057	21.0		
C9	1147	MN120988	21.5	21.5	0.7
C9	1147	MN121006	22.3		
C9	1147	MN121024	20.3		
C9	1147	MN121041	22.3		
C9	1147	MN121057	21.0		
C9	1146	MN120989	21.3	21.5	0.7
C9	1146	MN121006	22.3		
C9	1146	MN121024	20.3		
C9	1146	MN121041	22.3		
C9	1146	MN121057	21.0		
C9	1145	MN120989	21.3	21.4	0.7
C9	1145	MN121006	22.3		
C9	1145	MN121024	20.3		
C9	1145	MN121041	22.3		
C9	1145	MN121058	20.9		
C9	1144	MN120989	21.3	21.1	0.6
C9	1144	MN121007	20.8		
C9	1144	MN121024	20.3		
C9	1144	MN121041	22.3		
C9	1144	MN121058	20.9		
C9	1143	MN120989	21.3	21.1	0.6
C9	1143	MN121007	20.8		
C9	1143	MN121025	20.3		
C9	1143	MN121041	22.3		
C9	1143	MN121058	20.9		
C9	1142	MN120989	21.3	20.9	0.2
C9	1142	MN121007	20.8		
C9	1142	MN121025	20.3		
C9	1142	MN121042	21.0		
C9	1142	MN121058	20.9		
C9	1141	MN120990	21.3	20.9	0.2
C9	1141	MN121007	20.8		
C9	1141	MN121025	20.3		
C9	1141	MN121042	21.0		
C9	1141	MN121058	20.9		
C9	1140	MN120990	21.3	20.7	0.4
C9	1140	MN121007	20.8		
C9	1140	MN121025	20.3		
C9	1140	MN121042	21.0		
C9	1140	MN121059	20.2		
C9	1139	MN120990	21.3	20.9	0.5
C9	1139	MN121008	21.7		
C9	1139	MN121025	20.3		
C9	1139	MN121042	21.0		
C9	1139	MN121059	20.2		
C9	1138	MN120990	21.3	21.1	0.4
C9	1138	MN121008	21.7		
C9	1138	MN121026	21.2		
C9	1138	MN121042	21.0		
C9	1138	MN121059	20.2		
C9	1137	MN120990	21.3	21.1	0.4
C9	1137	MN121008	21.7		
C9	1137	MN121026	21.2		
C9	1137	MN121043	20.9		
C9	1137	MN121059	20.2		
C9	1136	MN120991	22.0	21.2	0.5
C9	1136	MN121008	21.7		
C9	1136	MN121026	21.2		
C9	1136	MN121043	20.9		
C9	1136	MN121059	20.2		
C9	1135	MN120991	22.0	21.2	0.5
C9	1135	MN121008	21.7		
C9	1135	MN121026	21.2		
C9	1135	MN121043	20.9		
C9	1135	MN121060	20.2		
C9	1134	MN120991	22.0	20.9	0.5

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C9	1134	MN121009	20.3		
C9	1134	MN121026	21.2		
C9	1134	MN121043	20.9		
C9	1134	MN121060	20.2		
C9	1133	MN120991	22.0	21.0	0.6
C9	1133	MN121009	20.3		
C9	1133	MN121027	21.5		
C9	1133	MN121043	20.9		
C9	1133	MN121060	20.2		
C9	1132	MN120991	22.0	21.0	0.6
C9	1132	MN121009	20.3		
C9	1132	MN121027	21.5		
C9	1132	MN121044	21.1		
C9	1132	MN121060	20.2		
C9	1131	MN120992	20.3	20.7	0.5
C9	1131	MN121009	20.3		
C9	1131	MN121027	21.5		
C9	1131	MN121044	21.1		
C9	1131	MN121060	20.2		
C9	1130	MN120992	20.3	20.6	0.6
C9	1130	MN121009	20.3		
C9	1130	MN121027	21.5		
C9	1130	MN121044	21.1		
C9	1130	MN121061	19.7		
C9	1129	MN120992	20.3	20.6	0.6
C9	1129	MN121010	20.5		
C9	1129	MN121027	21.5		
C9	1129	MN121044	21.1		
C9	1129	MN121061	19.7		
C9	1128	MN120992	20.3	20.6	0.5
C9	1128	MN121010	20.5		
C9	1128	MN121028	21.2		
C9	1128	MN121044	21.1		
C9	1128	MN121061	19.7		
C9	1127	MN120992	20.3	20.6	0.5
C9	1127	MN121010	20.5		
C9	1127	MN121028	21.2		
C9	1127	MN121045	21.3		
C9	1127	MN121061	19.7		
C9	1126	MN120993	21.5	20.8	0.6
C9	1126	MN121010	20.5		
C9	1126	MN121028	21.2		
C9	1126	MN121045	21.3		
C9	1126	MN121061	19.7		
C9	1125	MN120993	21.5	21.0	0.4
C9	1125	MN121010	20.5		
C9	1125	MN121028	21.2		
C9	1125	MN121045	21.3		
C9	1125	MN121062	20.4		
C9	1124	MN120993	21.5	21.1	0.3
C9	1124	MN121011	20.9		
C9	1124	MN121028	21.2		
C9	1124	MN121045	21.3		
C9	1124	MN121062	20.4		
C9	1123	MN120993	21.5	21.4	0.6
C9	1123	MN121011	20.9		
C9	1123	MN121029	22.8		
C9	1123	MN121045	21.3		
C9	1123	MN121062	20.4		
C9	1122	MN120993	21.5	21.4	0.6
C9	1122	MN121011	20.9		
C9	1122	MN121029	22.8		
C9	1122	MN121046	21.1		
C9	1122	MN121062	20.4		
C9	1121	MN120994	21.4	21.3	0.6
C9	1121	MN121011	20.9		
C9	1121	MN121029	22.8		
C9	1121	MN121046	21.1		
C9	1121	MN121062	20.4		
C9	1120	MN120994	21.4	21.5	0.5
C9	1120	MN121011	20.9		
C9	1120	MN121029	22.8		
C9	1120	MN121046	21.1		
C9	1120	MN121063	21.2		
C9	1119	MN120994	21.4	21.5	0.5
C9	1119	MN121012	21.0		
C9	1119	MN121029	22.8		
C9	1119	MN121046	21.1		
C9	1119	MN121063	21.2		
C9	1118	MN120994	21.4	21.3	0.2
C9	1118	MN121012	21.0		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C9	1118	MN121030	21.7		
C9	1118	MN121046	21.1		
C9	1118	MN121063	21.2		
C9	1117	MN120994	21.4	21.2	0.3
C9	1117	MN121012	21.0		
C9	1117	MN121030	21.7		
C9	1117	MN121047	20.7		
C9	1117	MN121063	21.2		
C9	1116	MN120995	21.3	21.2	0.3
C9	1116	MN121012	21.0		
C9	1116	MN121030	21.7		
C9	1116	MN121047	20.7		
C9	1116	MN121063	21.2		
C9	1115	MN120995	21.3	21.0	0.4
C9	1115	MN121012	21.0		
C9	1115	MN121030	21.7		
C9	1115	MN121047	20.7		
C9	1115	MN121064	20.3		
C9	1114	MN120995	21.3	21.0	0.4
C9	1114	MN121013	21.2		
C9	1114	MN121030	21.7		
C9	1114	MN121047	20.7		
C9	1114	MN121064	20.3		
C9	1113	MN120995	21.3	21.0	0.4
C9	1113	MN121013	21.2		
C9	1113	MN121031	21.3		
C9	1113	MN121047	20.7		
C9	1113	MN121064	20.3		
C9	1112	MN120995	21.3	21.1	0.3
C9	1112	MN121013	21.2		
C9	1112	MN121031	21.3		
C9	1112	MN121048	21.1		
C9	1112	MN121064	20.3		
C9	1111	MN120996	21.9	21.2	0.4
C9	1111	MN121013	21.2		
C9	1111	MN121031	21.3		
C9	1111	MN121048	21.1		
C9	1111	MN121064	20.3		
C9	1110	MN120996	21.9	21.2	0.3
C9	1110	MN121013	21.2		
C9	1110	MN121031	21.3		
C9	1110	MN121048	21.1		
C9	1110	MN121065	20.5		
C9	1109	MN120996	21.9	21.4	0.5
C9	1109	MN121014	22.1		
C9	1109	MN121031	21.3		
C9	1109	MN121048	21.1		
C9	1109	MN121065	20.5		
C9	1108	MN120996	21.9	21.4	0.5
C9	1108	MN121014	22.1		
C9	1108	MN121032	21.4		
C9	1108	MN121048	21.1		
C9	1108	MN121065	20.5		
C9	1107	MN120996	21.9	21.4	0.4
C9	1107	MN121014	22.1		
C9	1107	MN121032	21.4		
C9	1107	MN121049	21.3		
C9	1107	MN121065	20.5		
C9	1106	MN120997	22.2	21.5	0.5
C9	1106	MN121014	22.1		
C9	1106	MN121032	21.4		
C9	1106	MN121049	21.3		
C9	1106	MN121065	20.5		
C9	1105	MN120997	22.2	21.5	0.5
C9	1105	MN121014	22.1		
C9	1105	MN121032	21.4		
C9	1105	MN121049	21.3		
C9	1105	MN121066	20.4		
C9	1104	MN120997	22.2	21.5	0.6
C9	1104	MN121015	22.3		
C9	1104	MN121032	21.4		
C9	1104	MN121049	21.3		
C9	1104	MN121066	20.4		
C10	1108	MN121067	22.2	21.8	0.5
C10	1108	MN121078	21.1		
C10	1108	MN121090	22.3		
C10	1108	MN121102	21.2		
C10	1108	MN121113	22.3		
C10	1107	MN121067	22.2	21.9	0.5
C10	1107	MN121079	21.2		
C10	1107	MN121090	22.3		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C10	1107	MN121102	21.2		
C10	1107	MN121113	22.3		
C10	1106	MN121067	22.2	21.9	0.6
C10	1106	MN121079	21.2		
C10	1106	MN121091	22.7		
C10	1106	MN121102	21.2		
C10	1106	MN121113	22.3		
C10	1105	MN121067	22.2	22.0	0.5
C10	1105	MN121079	21.2		
C10	1105	MN121091	22.7		
C10	1105	MN121103	21.4		
C10	1105	MN121113	22.3		
C10	1104	MN121068	21.5	21.8	0.5
C10	1104	MN121079	21.2		
C10	1104	MN121091	22.7		
C10	1104	MN121103	21.4		
C10	1104	MN121113	22.3		
C10	1103	MN121068	21.5	21.7	0.4
C10	1103	MN121079	21.2		
C10	1103	MN121091	22.7		
C10	1103	MN121103	21.4		
C10	1103	MN121114	21.7		
C10	1102	MN121068	21.5	21.7	0.4
C10	1102	MN121080	21.3		
C10	1102	MN121091	22.7		
C10	1102	MN121103	21.4		
C10	1102	MN121114	21.7		
C10	1101	MN121068	21.5	21.6	0.3
C10	1101	MN121080	21.3		
C10	1101	MN121092	22.2		
C10	1101	MN121103	21.4		
C10	1101	MN121114	21.7		
C10	1100	MN121068	21.5	21.6	0.3
C10	1100	MN121080	21.3		
C10	1100	MN121092	22.2		
C10	1100	MN121104	21.2		
C10	1100	MN121114	21.7		
C10	1099	MN121069	22.1	21.7	0.4
C10	1099	MN121080	21.3		
C10	1099	MN121092	22.2		
C10	1099	MN121104	21.2		
C10	1099	MN121114	21.7		
C10	1098	MN121069	22.1	21.6	0.4
C10	1098	MN121080	21.3		
C10	1098	MN121092	22.2		
C10	1098	MN121104	21.2		
C10	1098	MN121115	21.4		
C10	1097	MN121069	22.1	21.6	0.4
C10	1097	MN121081	21.2		
C10	1097	MN121092	22.2		
C10	1097	MN121104	21.2		
C10	1097	MN121115	21.4		
C10	1096	MN121069	22.1	21.6	0.4
C10	1096	MN121081	21.2		
C10	1096	MN121093	22.2		
C10	1096	MN121104	21.2		
C10	1096	MN121115	21.4		
C10	1095	MN121069	22.1	21.7	0.3
C10	1095	MN121081	21.2		
C10	1095	MN121093	22.2		
C10	1095	MN121105	21.6		
C10	1095	MN121115	21.4		
C10	1094	MN121070	21.8	21.6	0.3
C10	1094	MN121081	21.2		
C10	1094	MN121093	22.2		
C10	1094	MN121105	21.6		
C10	1094	MN121115	21.4		
C10	1093	MN121070	21.8	21.7	0.3
C10	1093	MN121081	21.2		
C10	1093	MN121093	22.2		
C10	1093	MN121105	21.6		
C10	1093	MN121116	21.9		
C10	1092	MN121070	21.8	21.8	0.2
C10	1092	MN121082	21.6		
C10	1092	MN121093	22.2		
C10	1092	MN121105	21.6		
C10	1092	MN121116	21.9		
C10	1091	MN121070	21.8	21.7	0.1
C10	1091	MN121082	21.6		
C10	1091	MN121094	21.7		
C10	1091	MN121105	21.6		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C10	1091	MN121116	21.9		
C10	1090	MN121070	21.8	21.7	0.1
C10	1090	MN121082	21.6		
C10	1090	MN121094	21.7		
C10	1090	MN121106	21.5		
C10	1090	MN121116	21.9		
C10	1089	MN121071	21.1	21.6	0.2
C10	1089	MN121082	21.6		
C10	1089	MN121094	21.7		
C10	1089	MN121106	21.5		
C10	1089	MN121116	21.9		
C10	1088	MN121071	21.1	21.5	0.2
C10	1088	MN121082	21.6		
C10	1088	MN121094	21.7		
C10	1088	MN121106	21.5		
C10	1088	MN121117	21.6		
C10	1087	MN121071	21.1	21.4	0.2
C10	1087	MN121083	21.2		
C10	1087	MN121094	21.7		
C10	1087	MN121106	21.5		
C10	1087	MN121117	21.6		
C10	1086	MN121071	21.1	21.3	0.2
C10	1086	MN121083	21.2		
C10	1086	MN121095	21.2		
C10	1086	MN121106	21.5		
C10	1086	MN121117	21.6		
C10	1085	MN121071	21.1	21.3	0.1
C10	1085	MN121083	21.2		
C10	1085	MN121095	21.2		
C10	1085	MN121107	21.1		
C10	1085	MN121117	21.6		
C10	1084	MN121072	20.4	21.1	0.3
C10	1084	MN121083	21.2		
C10	1084	MN121095	21.2		
C10	1084	MN121107	21.1		
C10	1084	MN121117	21.6		
C10	1083	MN121072	20.4	20.9	0.3
C10	1083	MN121083	21.2		
C10	1083	MN121095	21.2		
C10	1083	MN121107	21.1		
C10	1083	MN121118	20.7		
C10	1082	MN121072	20.4	20.9	0.3
C10	1082	MN121084	21.0		
C10	1082	MN121095	21.2		
C10	1082	MN121107	21.1		
C10	1082	MN121118	20.7		
C10	1081	MN121072	20.4	20.9	0.3
C10	1081	MN121084	21.0		
C10	1081	MN121096	21.2		
C10	1081	MN121107	21.1		
C10	1081	MN121118	20.7		
C10	1080	MN121072	20.4	20.8	0.3
C10	1080	MN121084	21.0		
C10	1080	MN121096	21.2		
C10	1080	MN121108	20.5		
C10	1080	MN121118	20.7		
C10	1079	MN121073	20.6	20.8	0.2
C10	1079	MN121084	21.0		
C10	1079	MN121096	21.2		
C10	1079	MN121108	20.5		
C10	1079	MN121118	20.7		
C10	1078	MN121073	20.6	20.9	0.3
C10	1078	MN121084	21.0		
C10	1078	MN121096	21.2		
C10	1078	MN121108	20.5		
C10	1078	MN121119	21.1		
C10	1077	MN121073	20.6	20.8	0.3
C10	1077	MN121085	20.7		
C10	1077	MN121096	21.2		
C10	1077	MN121108	20.5		
C10	1077	MN121119	21.1		
C10	1076	MN121073	20.6	20.9	0.3
C10	1076	MN121085	20.7		
C10	1076	MN121097	21.5		
C10	1076	MN121108	20.5		
C10	1076	MN121119	21.1		
C10	1075	MN121073	20.6	21.0	0.3
C10	1075	MN121085	20.7		
C10	1075	MN121097	21.5		
C10	1075	MN121109	20.9		
C10	1075	MN121119	21.1		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C10	1074	MN121074	21.4	21.1	0.3
C10	1074	MN121085	20.7		
C10	1074	MN121097	21.5		
C10	1074	MN121109	20.9		
C10	1074	MN121119	21.1		
C10	1073	MN121074	21.4	21.2	0.3
C10	1073	MN121085	20.7		
C10	1073	MN121097	21.5		
C10	1073	MN121109	20.9		
C10	1073	MN121120	21.3		
C10	1072	MN121074	21.4	21.3	0.2
C10	1072	MN121086	21.3		
C10	1072	MN121097	21.5		
C10	1072	MN121109	20.9		
C10	1072	MN121120	21.3		
C10	1071	MN121074	21.4	21.2	0.2
C10	1071	MN121086	21.3		
C10	1071	MN121098	20.9		
C10	1071	MN121109	20.9		
C10	1071	MN121120	21.3		
C10	1070	MN121074	21.4	21.3	0.1
C10	1070	MN121086	21.3		
C10	1070	MN121098	20.9		
C10	1070	MN121110	21.3		
C10	1070	MN121120	21.3		
C10	1069	MN121075	21.2	21.2	0.1
C10	1069	MN121086	21.3		
C10	1069	MN121098	20.9		
C10	1069	MN121110	21.3		
C10	1069	MN121120	21.3		
C10	1068	MN121075	21.2	21.2	0.1
C10	1068	MN121086	21.3		
C10	1068	MN121098	20.9		
C10	1068	MN121110	21.3		
C10	1068	MN121121	21.3		
C10	1067	MN121075	21.2	21.0	0.3
C10	1067	MN121087	20.4		
C10	1067	MN121098	20.9		
C10	1067	MN121110	21.3		
C10	1067	MN121121	21.3		
C10	1066	MN121075	21.2	21.0	0.4
C10	1066	MN121087	20.4		
C10	1066	MN121099	20.6		
C10	1066	MN121110	21.3		
C10	1066	MN121121	21.3		
C10	1065	MN121075	21.2	20.8	0.4
C10	1065	MN121087	20.4		
C10	1065	MN121099	20.6		
C10	1065	MN121111	20.4		
C10	1065	MN121121	21.3		
C10	1064	MN121076	20.6	20.7	0.3
C10	1064	MN121087	20.4		
C10	1064	MN121099	20.6		
C10	1064	MN121111	20.4		
C10	1064	MN121121	21.3		
C10	1063	MN121076	20.6	20.7	0.3
C10	1063	MN121087	20.4		
C10	1063	MN121099	20.6		
C10	1063	MN121111	20.4		
C10	1063	MN121122	21.3		
C10	1062	MN121076	20.6	20.9	0.4
C10	1062	MN121088	21.5		
C10	1062	MN121099	20.6		
C10	1062	MN121111	20.4		
C10	1062	MN121122	21.3		
C10	1061	MN121076	20.6	20.9	0.4
C10	1061	MN121088	21.5		
C10	1061	MN121100	20.9		
C10	1061	MN121111	20.4		
C10	1061	MN121122	21.3		
C10	1060	MN121076	20.6	20.8	0.4
C10	1060	MN121088	21.5		
C10	1060	MN121100	20.9		
C10	1060	MN121112	20.0		
C10	1060	MN121122	21.3		
C10	1059	MN121077	22.4	21.2	0.6
C10	1059	MN121088	21.5		
C10	1059	MN121100	20.9		
C10	1059	MN121112	20.0		
C10	1059	MN121122	21.3		
C10	1058	MN121077	22.4	21.1	0.6

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C10	1058	MN121088	21.5		
C10	1058	MN121100	20.9		
C10	1058	MN121112	20.0		
C10	1058	MN121123	20.9		
C10	1057	MN121077	22.4	21.1	0.6
C10	1057	MN121089	21.3		
C10	1057	MN121100	20.9		
C10	1057	MN121112	20.0		
C10	1057	MN121123	20.9		
C10	1056	MN121077	22.4	21.3	0.6
C10	1056	MN121089	21.3		
C10	1056	MN121101	21.7		
C10	1056	MN121112	20.0		
C10	1056	MN121123	20.9		
C11	1060	MN121124	21.5	20.8	0.6
C11	1060	MN121138	20.0		
C11	1060	MN121152	21.7		
C11	1060	MN121166	20.6		
C11	1060	MN121179	20.4		
C11	1059	MN121125	21.2	20.8	0.5
C11	1059	MN121138	20.0		
C11	1059	MN121152	21.7		
C11	1059	MN121166	20.6		
C11	1059	MN121179	20.4		
C11	1058	MN121125	21.2	20.9	0.5
C11	1058	MN121139	20.4		
C11	1058	MN121152	21.7		
C11	1058	MN121166	20.6		
C11	1058	MN121179	20.4		
C11	1057	MN121125	21.2	20.8	0.4
C11	1057	MN121139	20.4		
C11	1057	MN121153	21.4		
C11	1057	MN121166	20.6		
C11	1057	MN121179	20.4		
C11	1056	MN121125	21.2	20.9	0.4
C11	1056	MN121139	20.4		
C11	1056	MN121153	21.4		
C11	1056	MN121167	21.1		
C11	1056	MN121179	20.4		
C11	1055	MN121125	21.2	20.9	0.4
C11	1055	MN121139	20.4		
C11	1055	MN121153	21.4		
C11	1055	MN121167	21.1		
C11	1055	MN121180	20.4		
C11	1054	MN121126	21.2	20.9	0.4
C11	1054	MN121139	20.4		
C11	1054	MN121153	21.4		
C11	1054	MN121167	21.1		
C11	1054	MN121180	20.4		
C11	1053	MN121126	21.2	21.1	0.3
C11	1053	MN121140	21.5		
C11	1053	MN121153	21.4		
C11	1053	MN121167	21.1		
C11	1053	MN121180	20.4		
C11	1052	MN121126	21.2	21.0	0.3
C11	1052	MN121140	21.5		
C11	1052	MN121154	20.8		
C11	1052	MN121167	21.1		
C11	1052	MN121180	20.4		
C11	1051	MN121126	21.2	20.7	0.5
C11	1051	MN121140	21.5		
C11	1051	MN121154	20.8		
C11	1051	MN121168	19.9		
C11	1051	MN121180	20.4		
C11	1050	MN121126	21.2	20.7	0.6
C11	1050	MN121140	21.5		
C11	1050	MN121154	20.8		
C11	1050	MN121168	19.9		
C11	1050	MN121181	20.0		
C11	1049	MN121127	21.3	20.7	0.6
C11	1049	MN121140	21.5		
C11	1049	MN121154	20.8		
C11	1049	MN121168	19.9		
C11	1049	MN121181	20.0		
C11	1048	MN121127	21.3	20.7	0.6
C11	1048	MN121141	21.7		
C11	1048	MN121154	20.8		
C11	1048	MN121168	19.9		
C11	1048	MN121181	20.0		
C11	1047	MN121127	21.3	20.8	0.7
C11	1047	MN121141	21.7		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C11	1047	MN121155	21.2		
C11	1047	MN121168	19.9		
C11	1047	MN121181	20.0		
C11	1046	MN121127	21.3	20.9	0.6
C11	1046	MN121141	21.7		
C11	1046	MN121155	21.2		
C11	1046	MN121169	20.5		
C11	1046	MN121181	20.0		
C11	1045	MN121127	21.3	21.0	0.5
C11	1045	MN121141	21.7		
C11	1045	MN121155	21.2		
C11	1045	MN121169	20.5		
C11	1045	MN121182	20.4		
C11	1044	MN121128	21.8	21.1	0.5
C11	1044	MN121141	21.7		
C11	1044	MN121155	21.2		
C11	1044	MN121169	20.5		
C11	1044	MN121182	20.4		
C11	1043	MN121128	21.8	21.0	0.4
C11	1043	MN121142	21.1		
C11	1043	MN121155	21.2		
C11	1043	MN121169	20.5		
C11	1043	MN121182	20.4		
C11	1042	MN121128	21.8	21.2	0.6
C11	1042	MN121142	21.1		
C11	1042	MN121156	22.3		
C11	1042	MN121169	20.5		
C11	1042	MN121182	20.4		
C11	1041	MN121128	21.8	21.3	0.5
C11	1041	MN121142	21.1		
C11	1041	MN121156	22.3		
C11	1041	MN121170	21.1		
C11	1041	MN121182	20.4		
C11	1040	MN121128	21.8	21.5	0.5
C11	1040	MN121142	21.1		
C11	1040	MN121156	22.3		
C11	1040	MN121170	21.1		
C11	1040	MN121183	21.0		
C11	1039	MN121129	21.7	21.4	0.4
C11	1039	MN121142	21.1		
C11	1039	MN121156	22.3		
C11	1039	MN121170	21.1		
C11	1039	MN121183	21.0		
C11	1038	MN121129	21.7	21.5	0.4
C11	1038	MN121143	21.2		
C11	1038	MN121156	22.3		
C11	1038	MN121170	21.1		
C11	1038	MN121183	21.0		
C11	1037	MN121129	21.7	21.4	0.4
C11	1037	MN121143	21.2		
C11	1037	MN121157	22.0		
C11	1037	MN121170	21.1		
C11	1037	MN121183	21.0		
C11	1036	MN121129	21.7	21.4	0.4
C11	1036	MN121143	21.2		
C11	1036	MN121157	22.0		
C11	1036	MN121171	21.1		
C11	1036	MN121183	21.0		
C11	1035	MN121129	21.7	21.6	0.4
C11	1035	MN121143	21.2		
C11	1035	MN121157	22.0		
C11	1035	MN121171	21.1		
C11	1035	MN121184	22.1		
C11	1034	MN121130	21.1	21.5	0.4
C11	1034	MN121143	21.2		
C11	1034	MN121157	22.0		
C11	1034	MN121171	21.1		
C11	1034	MN121184	22.1		
C11	1033	MN121130	21.1	21.6	0.4
C11	1033	MN121144	21.7		
C11	1033	MN121157	22.0		
C11	1033	MN121171	21.1		
C11	1033	MN121184	22.1		
C11	1032	MN121130	21.1	21.5	0.4
C11	1032	MN121144	21.7		
C11	1032	MN121158	21.2		
C11	1032	MN121171	21.1		
C11	1032	MN121184	22.1		
C11	1031	MN121130	21.1	21.3	0.5
C11	1031	MN121144	21.7		
C11	1031	MN121158	21.2		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C11	1031	MN121172	20.2		
C11	1031	MN121184	22.1		
C11	1030	MN121130	21.1	21.1	0.4
C11	1030	MN121144	21.7		
C11	1030	MN121158	21.2		
C11	1030	MN121172	20.2		
C11	1030	MN121185	21.3		
C11	1029	MN121131	21.8	21.2	0.4
C11	1029	MN121144	21.7		
C11	1029	MN121158	21.2		
C11	1029	MN121172	20.2		
C11	1029	MN121185	21.3		
C11	1028	MN121131	21.8	21.3	0.4
C11	1028	MN121145	21.8		
C11	1028	MN121158	21.2		
C11	1028	MN121172	20.2		
C11	1028	MN121185	21.3		
C11	1027	MN121131	21.8	21.4	0.5
C11	1027	MN121145	21.8		
C11	1027	MN121159	21.8		
C11	1027	MN121172	20.2		
C11	1027	MN121185	21.3		
C11	1026	MN121131	21.8	21.5	0.4
C11	1026	MN121145	21.8		
C11	1026	MN121159	21.8		
C11	1026	MN121173	20.8		
C11	1026	MN121185	21.3		
C11	1025	MN121131	21.8	21.5	0.4
C11	1025	MN121145	21.8		
C11	1025	MN121159	21.8		
C11	1025	MN121173	20.8		
C11	1025	MN121186	21.4		
C11	1024	MN121132	21.3	21.4	0.3
C11	1024	MN121145	21.8		
C11	1024	MN121159	21.8		
C11	1024	MN121173	20.8		
C11	1024	MN121186	21.4		
C11	1023	MN121132	21.3	21.5	0.4
C11	1023	MN121146	22.1		
C11	1023	MN121159	21.8		
C11	1023	MN121173	20.8		
C11	1023	MN121186	21.4		
C11	1022	MN121132	21.3	21.4	0.3
C11	1022	MN121146	22.1		
C11	1022	MN121160	21.5		
C11	1022	MN121173	20.8		
C11	1022	MN121186	21.4		
C11	1021	MN121132	21.3	21.4	0.4
C11	1021	MN121146	22.1		
C11	1021	MN121160	21.5		
C11	1021	MN121174	20.5		
C11	1021	MN121186	21.4		
C11	1020	MN121132	21.3	21.3	0.4
C11	1020	MN121146	22.1		
C11	1020	MN121160	21.5		
C11	1020	MN121174	20.5		
C11	1020	MN121187	21.3		
C11	1019	MN121133	21.7	21.4	0.4
C11	1019	MN121146	22.1		
C11	1019	MN121160	21.5		
C11	1019	MN121174	20.5		
C11	1019	MN121187	21.3		
C11	1018	MN121133	21.7	21.3	0.3
C11	1018	MN121147	21.3		
C11	1018	MN121160	21.5		
C11	1018	MN121174	20.5		
C11	1018	MN121187	21.3		
C11	1017	MN121133	21.7	21.2	0.4
C11	1017	MN121147	21.3		
C11	1017	MN121161	20.9		
C11	1017	MN121174	20.5		
C11	1017	MN121187	21.3		
C11	1016	MN121133	21.7	21.2	0.3
C11	1016	MN121147	21.3		
C11	1016	MN121161	20.9		
C11	1016	MN121175	20.9		
C11	1016	MN121187	21.3		
C11	1015	MN121133	21.7	21.2	0.3
C11	1015	MN121147	21.3		
C11	1015	MN121161	20.9		
C11	1015	MN121175	20.9		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C11	1015	MN121188	21.3		
C11	1014	MN121134	21.9	21.3	0.3
C11	1014	MN121147	21.3		
C11	1014	MN121161	20.9		
C11	1014	MN121175	20.9		
C11	1014	MN121188	21.3		
C11	1013	MN121134	21.9	21.4	0.4
C11	1013	MN121148	22.0		
C11	1013	MN121161	20.9		
C11	1013	MN121175	20.9		
C11	1013	MN121188	21.3		
C11	1012	MN121134	21.9	21.7	0.4
C11	1012	MN121148	22.0		
C11	1012	MN121162	22.2		
C11	1012	MN121175	20.9		
C11	1012	MN121188	21.3		
C11	1011	MN121134	21.9	21.8	0.2
C11	1011	MN121148	22.0		
C11	1011	MN121162	22.2		
C11	1011	MN121176	21.8		
C11	1011	MN121188	21.3		
C11	1010	MN121134	21.9	22.0	0.1
C11	1010	MN121148	22.0		
C11	1010	MN121162	22.2		
C11	1010	MN121176	21.8		
C11	1010	MN121189	22.1		
C11	1009	MN121135	21.9	22.0	0.1
C11	1009	MN121148	22.0		
C11	1009	MN121162	22.2		
C11	1009	MN121176	21.8		
C11	1009	MN121189	22.1		
C11	1008	MN121135	21.9	22.1	0.1
C11	1008	MN121149	22.2		
C11	1008	MN121162	22.2		
C11	1008	MN121176	21.8		
C11	1008	MN121189	22.1		
C11	1007	MN121135	21.9	21.9	0.3
C11	1007	MN121149	22.2		
C11	1007	MN121163	21.3		
C11	1007	MN121176	21.8		
C11	1007	MN121189	22.1		
C11	1006	MN121135	21.9	21.7	0.5
C11	1006	MN121149	22.2		
C11	1006	MN121163	21.3		
C11	1006	MN121177	20.8		
C11	1006	MN121189	22.1		
C11	1005	MN121135	21.9	21.5	0.5
C11	1005	MN121149	22.2		

cohortes	années	échantillons	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne 5 arbres	écart-moyen 5 arbres
C11	1005	MN121163	21.3		
C11	1005	MN121177	20.8		
C11	1005	MN121190	21.1		
C11	1004	MN121136	20.8	21.2	0.4
C11	1004	MN121149	22.2		
C11	1004	MN121163	21.3		
C11	1004	MN121177	20.8		
C11	1004	MN121190	21.1		
C11	1003	MN121136	20.8	21.1	0.2
C11	1003	MN121150	21.5		
C11	1003	MN121163	21.3		
C11	1003	MN121177	20.8		
C11	1003	MN121190	21.1		
C11	1002	MN121136	20.8	21.1	0.3
C11	1002	MN121150	21.5		
C11	1002	MN121164	21.4		
C11	1002	MN121177	20.8		
C11	1002	MN121190	21.1		
C11	1001	MN121136	20.8	21.2	0.2
C11	1001	MN121150	21.5		
C11	1001	MN121164	21.4		
C11	1001	MN121178	21.2		
C11	1001	MN121190	21.1		
C11	1000	MN121136	20.8	21.3	0.3
C11	1000	MN121150	21.5		
C11	1000	MN121164	21.4		
C11	1000	MN121178	21.2		
C11	1000	MN121191	21.7		
C11	999	MN121137	21.7	21.5	0.2
C11	999	MN121150	21.5		
C11	999	MN121164	21.4		
C11	999	MN121178	21.2		
C11	999	MN121191	21.7		
C11	998	MN121137	21.7	21.5	0.2
C11	998	MN121151	21.7		
C11	998	MN121164	21.4		
C11	998	MN121178	21.2		
C11	998	MN121191	21.7		
C11	997	MN121137	21.7	21.7	0.3
C11	997	MN121151	21.7		
C11	997	MN121165	22.4		
C11	997	MN121178	21.2		
C11	997	MN121191	21.7		

Tableau 95. Résultats $\delta^{18}O$ des segments de jonction

Segments de jonction	période	No_échantillon	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne	ec.moyen
SJV	2006-2002	MN121375	20.4	20.6	0.5
SJV	2006-2002	MN121378	19.7		
SJV	2006-2002	MN121373	21.6		
SJV	2006-2002	MN121377	21.0		
SJV	2006-2002	MN121371	20.7		
SJV	2006-2002	MN121374	20.6		
SJV	2006-2002	MN121376	20.2		
SJV	2006-2002	MN121372	21.4		
SJV	2006-2002	MN121370	20.3		
SJ0	1956-1960	MN121197	20.2	20.5	0.6
SJ0	1956-1960	MN121194	21.2		
SJ0	1956-1960	MN121192	20.9		
SJ0	1956-1960	MN121198	21.3		
SJ0	1956-1960	MN121193	19.4		
SJ0	1956-1960	MN121196	20.1		
SJ0	1956-1960	MN121195	20.5		
SJ1	1882-1886	MN121207	19.4	20.2	0.4
SJ1	1882-1886	MN121203	20.6		
SJ1	1882-1886	MN121204	20.0		
SJ1	1882-1886	MN121200	20.5		
SJ1	1882-1886	MN121206	19.9		
SJ1	1882-1886	MN121201	21.1		
SJ1	1882-1886	MN121199	19.6		
SJ1	1882-1886	MN121208	20.7		
SJ1	1882-1886	MN121209	20.0		
SJ1	1882-1886	MN121205	19.7		
SJ1	1882-1886	MN121202	20.4		
SJ2	1810-1814	MN121212	21.1	20.8	0.5
SJ2	1810-1814	MN121211	20.2		
SJ2	1810-1814	MN121215	21.5		
SJ2	1810-1814	MN121218	20.4		
SJ2	1810-1814	MN121210	21.5		
SJ2	1810-1814	MN121219	21.2		
SJ2	1810-1814	MN121213	20.0		
SJ2	1810-1814	MN121216	21.3		
SJ2	1810-1814	MN121217	20.4		
SJ2	1810-1814	MN121214	20.5		
SJ3	1702-1706	MN121224	21.7	21.1	0.4
SJ3	1702-1706	MN121223	20.3		
SJ3	1702-1706	MN121233	21.4		
SJ3	1702-1706	MN121235	21.4		
SJ3	1702-1706	MN121222	21.0		
SJ3	1702-1706	MN121225	21.3		
SJ3	1702-1706	MN121232	21.5		
SJ3	1702-1706	MN121236	21.7		
SJ3	1702-1706	MN121234	20.9		
SJ3	1702-1706	MN121226	21.1		
SJ3	1702-1706	MN121237	21.3		
SJ3	1702-1706	MN121230	20.8		
SJ3	1702-1706	MN121220	20.4		
SJ3	1702-1706	MN121238	21.3		
SJ3	1702-1706	MN121229	20.5		
SJ3	1702-1706	MN121221	22.1		
SJ3	1702-1706	MN121227	20.4		
SJ4	1613-1617	MN121249	22.0	21.7	0.7
SJ4	1613-1617	MN121241	22.3		
SJ4	1613-1617	MN121245	20.2		
SJ4	1613-1617	MN121253	22.1		
SJ4	1613-1617	MN121242	21.8		
SJ4	1613-1617	MN121240	22.5		
SJ4	1613-1617	MN121244	21.8		
SJ4	1613-1617	MN121246	22.6		
SJ4	1613-1617	MN121250	22.2		
SJ4	1613-1617	MN121252			
SJ4	1613-1617	MN121247	22.6		
SJ4	1613-1617	MN121255	20.0		
SJ4	1613-1617	MN121239	20.8		
SJ4	1613-1617	MN121243	20.9		
SJ4	1613-1617	MN121248	22.4		
SJ5	1507-1511	MN121259	21.9	20.8	0.6
SJ5	1507-1511	MN121264	21.0		
SJ5	1507-1511	MN121272	20.4059038		
SJ5	1507-1511	MN121266	20.7466751		
SJ5	1507-1511	MN121277	20.5931444		
SJ5	1507-1511	MN121261	20.9238088		
SJ5	1507-1511	MN121260	21.7341517		
SJ5	1507-1511	MN121268	20.7845537		
SJ5	1507-1511	MN121275	20.5256065		
SJ5	1507-1511	MN121265	20.8183398		

Segments de jonction	période	No_échantillon	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne	ec.moyen
SJ5	1507-1511	MN121267	19.1523914		
SJ5	1507-1511	MN121274	21.6089249		
SJ5	1507-1511	MN121273	20.8162921		
SJ5	1507-1511	MN121258	22.8024835		
SJ5	1507-1511	MN121263	21.3541182		
SJ5	1507-1511	MN121278	20.3394154		
SJ5	1507-1511	MN121257	20.2621994		
SJ5	1507-1511	MN121279	19.701599		
SJ5	1507-1511	MN121271	21.3746188		
SJ5	1507-1511	MN121256	20.2637839		
SJ5	1507-1511	MN121269	19.8303198		
SJ5	1507-1511	MN121270	21.2905719		
SJ5	1507-1511	MN121276	21.1191576		
SJ6	1413-1417	MN121284	21.1539806	21.0	0.4
SJ6	1413-1417	MN121280	20.0417538		
SJ6	1413-1417	MN121281	21.014961		
SJ6	1413-1417	MN121294	21.4175626		
SJ6	1413-1417	MN121283	19.6182212		
SJ6	1413-1417	MN121293	20.5754982		
SJ6	1413-1417	MN121292	20.5713767		
SJ6	1413-1417	MN121291	21.857902		
SJ6	1413-1417	MN121285	21.6649055		
SJ6	1413-1417	MN121290	21.0553976		
SJ6	1413-1417	MN121286	21.4965816		
SJ6	1413-1417	MN121289	21.2570592		
SJ6	1413-1417	MN121287	20.8256595		
SJ6	1413-1417	MN121288	20.9846236		
SJ6	1413-1417	MN121282	20.8654396		
SJ7	1359-1363	MN121300	21.5253175	20.8	0.4
SJ7	1359-1363	MN121303	20.902574		
SJ7	1359-1363	MN121299	20.7800697		
SJ7	1359-1363	MN121297	20.9138554		
SJ7	1359-1363	MN121301	19.9267729		
SJ7	1359-1363	MN121302	20.0579204		
SJ7	1359-1363	MN121296	20.243379		
SJ7	1359-1363	MN121295	21.1922636		
SJ7	1359-1363	MN121305	21.0636037		
SJ7	1359-1363	MN121306	20.463465		
SJ7	1359-1363	MN121304	20.8718074		
SJ7	1359-1363	MN121298	21.3046906		
SJ8	1266-1270	MN121317	19.1842426	20.3	0.6
SJ8	1266-1270	MN121310	20.1624235		
SJ8	1266-1270	MN121316	20.8842578		
SJ8	1266-1270	MN121315	21.3023502		
SJ8	1266-1270	MN121314	19.4079674		
SJ8	1266-1270	MN121318	21.2756981		
SJ8	1266-1270	MN121312	19.9134554		
SJ8	1266-1270	MN121308	21.3970393		
SJ8	1266-1270	MN121311	20.1829179		
SJ8	1266-1270	MN121323	20.4398512		
SJ8	1266-1270	MN121321	20.0977351		
SJ8	1266-1270	MN121325	19.7156022		
SJ8	1266-1270	MN121313	19.3242644		
SJ8	1266-1270	MN121324	20.6809922		
SJ8	1266-1270	MN121322	19.665511		
SJ8	1266-1270	MN121309	20.6656988		
SJ9	1181-1185	MN121327	21.3925663	21.5	0.3
SJ9	1181-1185	MN121331	21.6992		
SJ9	1181-1185	MN121330	21.3187521		
SJ9	1181-1185	MN121332	21.3136264		
SJ9	1181-1185	MN121329	22.1681786		
SJ9	1181-1185	MN121336	21.576117		
SJ9	1181-1185	MN121328	21.197799		
SJ9	1181-1185	MN121334	22.1543493		
SJ9	1181-1185	MN121326	21.0430566		
SJ9	1181-1185	MN121335	21.4469077		
SJ10	1104-1108	MN121344	21.3074757	21.7	0.4
SJ10	1104-1108	MN121345	21.3587336		
SJ10	1104-1108	MN121338	22.0634724		
SJ10	1104-1108	MN121340	21.4181984		
SJ10	1104-1108	MN121347	22.2401878		
SJ10	1104-1108	MN121337	21.6612466		
SJ10	1104-1108	MN121339	22.6724672		
SJ10	1104-1108	MN121346	21.6165757		
SJ10	1104-1108	MN121342	21.4130719		
SJ10	1104-1108	MN121341	22.1373807		
SJ10	1104-1108	MN121343	20.6206005		
SJ11	1056-1060	MN121353	21.7412093	21.0	0.6
SJ11	1056-1060	MN121349	21.9276581		

Segments de jonction	période	No_échantillon	$\delta^{18}O$ (‰)	moyenne	ec.moyen
SJ11	1056-1060	MN121351	20.9762966		
SJ11	1056-1060	MN121352	20.0902288		
SJ11	1056-1060	MN121350	21.2102185		
SJ11	1056-1060	MN121356	21.1073264		
SJ11	1056-1060	MN121355	20.836072		
SJ11	1056-1060	MN121358	21.0986339		
SJ11	1056-1060	MN121348	19.0087296		
SJ11	1056-1060	MN121354	21.544552		
SJ12	997-1001	MN121367	21.0540936	21.5	0.3
SJ12	997-1001	MN121361	21.1185875		
SJ12	997-1001	MN121360	21.7627209		
SJ12	997-1001	MN121366	22.2442872		
SJ12	997-1001	MN121363	21.5814224		
SJ12	997-1001	MN121368	21.3981072		
SJ12	997-1001	MN121364	21.8016479		
SJ12	997-1001	MN121365	21.4052753		
SJ12	997-1001	MN121359	21.7914038		
SJ12	997-1001	MN121362	21.0479515		